Das Ozon in der Atmosphäre, seine Entstehung und möglicher Einfluß auf die Wetterbildung

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde genehmigt von der Philosophischen Fakultät der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

Von

Bruno Thieme

aus Berlin in Preußen

Tag der Promotion: 15. Februar 1932

Tag der mündlichen Prüfung: 17. Dezember 1931

DRUCK VON H. S. HERMANN G. M. B. H., BERLIN, BEUTHSTR. 8

217

Referenten: Professor Dr. Hergesell
Professor Dr. von Ficker

Mit Genehmigung der hohen Fakultät kommt hier nur ein Teil der ganzen Arbeit zum Abdruck

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Das Ozon in der Atmosphäre, seine Entstehung und möglicher Einfluß auf die Wetterbildung.

Von Bruno Thieme in Berlin.

I. Einleitung.

Die höheren Schichten der Atmosphäre etwa über 30 km sind uns und unseren Meßinstrumenten bisher direkt nicht zugänglich. Wir sind daher auf indirekte Methoden angewiesen, um uns Kenntnisse über die in größeren Höhen befindlichen Atmosphärenschichten zu verschaffen.

Die Möglichkeit, Meßinstrumente durch Ballons und Drachen hinaufzunehmen, gab uns Aufschluß über Temperaturverhältnisse, Feuchtigkeit, Druckverteilung und Strömungsvorgänge usw. bis in Höhen von etwa 25 km. Wissenschaft und Technik haben ein Interesse, auch den Menschen selbst zum Bedienen bestimmter Meßgeräte in größere Höhen mit hinauf zu nehmen, doch sind bis jetzt keine größeren Höhen als rund 17 000 m erreicht worden, wenn auch die Vorbereitungen zur Erzielung größerer Höhen ständig andauern.

Wir sind uns darüber klar, daß vorläufig noch die Schwierigkeiten mit jedem Kilometer größerer Höhe gewissermaßen quadratisch zunehmen, so daß wir in steigendem Maße gezwungen werden, unsere indirekten Methoden zu verfeinern und zu verbessern. Mit der Erhöhung der Anforderungen an die Meßmethoden und mit dem Eindringen spekulativer Methoden erhöhen sich gleichzeitig aber auch die Fehlerquellen, so daß es notwendig ist, einen Überblick über den Stand der Forschung zu geben, um Klarheit über den Wert der bisherigen Ergebnisse und über den einzuschlagenden Weg auf Grund der Bewertung der Gesamtmethoden zu gewinnen.

Außer der Möglichkeit, Meßgeräte durch Ballons und dgl. in höhere Schichten zu bringen, stehen uns noch eine ganze Reihe von Möglichkeiten zur Erforschung der Atmosphäre offen, die jede für sich oder in Verbindung mit anderen Meßmethoden, bzw. in gemeinsamer Auswertung mit anderen Erfahrungstatsachen geeignet ist, unsere Erkenntnis zu bereichern. Leider ist das Material überall noch so lückenhaft und z. T. erst in den Anfängen vorhanden, daß von einer gemeinsamen Behandlung nach einheitlichen Gesichtspunkten zur Zeit noch nicht die Rede sein kann. Es müssen auf allen Meßgebieten vorerst noch Zahlenwerte beigebracht werden, um aus

diesem Material später die als belanglos erkannten Unterlagen auszuscheiden und den verbliebenen Erkenntnisrest einheitlich und zusammenfassend zu verwerten.

Über diese Begrenzung des heutigen Standes der Forschung müssen wir uns im gegenwärtigen Augenblick klar sein, da wir allein hieraus den Maßstab für die kritische Betrachtung der heutigen Meßmethoden vom erkenntnistheoretischen Standpunkt aus gewinnen können.

Daher ist es zu begrüßen, wenn in letzter Zeit das Problem der Erforschung der höheren Atmosphärenschichten von so vielen Seiten her tatkräftig in Angriff genommen wird, angeregt und begünstigt durch die großen Fortschritte der Physik auf dem Gebiete der Elektronen- und Strahlungsforschung einerseits, der Strömungs- und Schwingungslehre andererseits, ebenso wie durch die Fortschritte der Flugtechnik und drahtlosen Telegraphie. Nicht zuletzt ist es auch die Entwicklung der Meteorologie zu einer exakten Wissenschaft, die die Forderung nach einer Aufklärung der Zusammenhänge und Vorgänge in den höheren Schichten der Stratosphäre immer gebieterischer erhebt. So verdankt denn auch diese Arbeit ihre Entstehung der tatkräftigen Förderung durch Herrn Geheimrat Prof. Dr. Hergesell, dem Direktor des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, der in entgegenkommender Weise alle Hilfsmittel des Observatoriums zur Verfügung stellte und dem daher in erster Linie für seine ständigen wertvollen Anregungen mein Dank gebührt.

Bleiben Drachen- und Ballonaufstiege naturgemäß in den unteren Schichten der Atmosphäre, so geben uns Messungen über die Schallausbreitung, der Reflexion und der Laufwege des Schalls Aufschluß über die Schichten, die in unseren mittleren Breiten in etwa 15 bis 25 km Höhe liegen. Systematische Messungen, die mit Unterstützung der Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft ausgeführt wurden, sind hier besonders von Hergesell[1]) und Duckert[2]) veröffentlicht worden.

Es lag nahe, auf dem Wege der Messung der Absorption der Strahlen bestimmter Wellenlänge, die von fremden Himmelskörpern zu uns gelangen, auf das Vorhandensein und den Zustand bestimmter über uns liegender Schichten zu schließen. Diese spektrometrischen Methoden sind in der Tat frühzeitig in Angriff genommen worden und haben gerade in letzter Zeit zu beachtenswerten Ergebnissen geführt, so daß im nachfolgenden diese Resultate eingehend kritisch betrachtet werden sollen. Die Messungen, die im besonderen zu Messungen über die Ozonbildung in den hohen Atmosphärenschichten wurden, und zum ersten Male Aufschluß über bestimmte Unstetigkeiten, aber auch über eigentümliche Regelmäßigkeiten gaben, lassen Rückschlüsse

[1]) „Die Arbeiten des Preuß. Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg 1927 und 1929".

[2]) ebenda wie [1]).

auf uns bisher völlig unbekannte Vorgänge in der hohen Stratosphäre zu. Aber gerade die Vieldeutigkeit der Erscheinungen erfordert besonders scharfe Kritik bei der Auswertung der Ergebnisse, wenn nicht der Spekulation ein zu großer Raum eingeräumt werden soll, so daß sie richtunggebend für die weitere Entwicklung der Forschung wird, zum Nachteil für die absolute Erkenntnis.

Zweifellos sind die Messungen an den Ozonschichten bei dem gegenwärtigen Stand der Erforschung der höheren Schichten der Atmosphäre die wichtigsten, denn nur bei sicherer Erkenntnis der Vorgänge in diesen Schichten von etwa 30 bis 50 km Höhe in unseren Breiten, und bei völliger Klärung der auftretenden merkwürdigen Erscheinungen und Unstimmigkeiten können wir es wagen, an die Erforschung der nächst höheren Schichten, insbesondere der sogenannten Heavisideschicht, zu gehen, die als Ionisierungsschicht auf Grund der Erscheinungen bei der Ausbreitung und Reflexion elektrischer Wellen geringer Wellenlänge aufgefaßt werden kann. Diese Heavisideschicht liegt mit ihrem Hauptteil in unseren Breiten in etwa 100 km Höhe[3]).

Für ihre vorläufige Ausdeutung stehen uns, wie erwähnt, insbesondere die kurzen elektrischen Wellen zum Studium zur Verfügung, die uns weitgehende Rückschlüsse über Zustand und Ausdehnung, sowie Lageänderungen gestatten. Außer systematischem Versuchsmaterial wird zur Auswertung mit Erfolg auch das statistische Material über Schwunderscheinungen bei Funkempfang (Fading) herangezogen.

Die Heavisideschicht muß als Ionisierungsschicht mit der tiefer liegenden, anschließenden Ozonschicht in engem Zusammenhang stehen. Man kann sie vielleicht als Mutterschicht für die Ozonbildung bezeichnen, während das gebildete schwere Ozon sich tiefer sammelt und zu den Erscheinungen führt, die in so umfangreicher Weise bisher schon durch Messungen erfaßt werden konnten. Selbstverständlich werden bei der kritischen Bewertung nicht die chemischen Möglichkeiten außer acht gelassen werden dürfen. Nach den bisherigen Forschungsergebnissen[4]) können wir in den Höhenlagen der Heavisideschicht maximal nur mit etwa 1 Volumprozent Sauerstoff (als unerläßliche Bedingung für die Ozonbildung) rechnen, in etwa 40 km Höhe aber schon mit 10 bis 12%. Dafür liegen in großen Höhen die Temperaturen für die Ozonbildung und Ozonerhaltung vermutlich günstiger. Auch ist es notwendig, bei der Beurteilung der scheinbaren Schicht-

[3]) Zenneck bestimmte die Höhe durch Messung der Reflexion von Wellen der Länge um 400 m an den ionisierten Schichten der Atmosphäre und fand sie zu 120 km (bis 100 km) für München in den Sommermonaten. Die Höhe nahm nach Mitternacht langsam ab; er beobachtete doppelte Reflexion (Forsch. u. Fortschr. (7), Nr. 19, S. 268—269). Die Schwankungen erschienen bei den Messungen z. T. stetig z. T. sehr plötzlich (was auf Turbulenzerscheinungen schließen läßt, wie sie auch an Nordlichtern beobachtet werden).

[4]) B. Gutenberg, Meteorol. Ztschr. 43, S. 429; 1926.

dicken die Gesamtlage der Schicht zur Erdoberfläche in den verschiedenen Jahreszeiten zu berücksichtigen.

Ein Hilfsmittel, die Heavisideschicht und die Ozonschicht gemeinsam zu erforschen und gleichzeitig auch in gewisser Hinsicht Aufschluß über die Zustandsbedingungen in den Höhenlagen über der sogenannten Heavisideschicht zu gewinnen, bietet das Studium der für diese Forschungen außerordentlich bedeutungsvollen Polarlichter, die, wie nach dem vorangegangenen erkennbar ist, uns gestatten, bestimmte Rückschlüsse auf meteorologische Vorgänge in den größeren Höhen zu ziehen und die daher zu Unrecht lange Zeit hindurch der Astronomie oder reinen Physik zugewiesen wurden.

Polarlichter reichen von sehr großen Höhen (etwa 500 km) zuweilen bis zu 75 km und tiefer herab, und sind daher, in Verbindung mit den sehr reichhaltigen Erfahrungstatsachen aus der Spektrometrie, ein wertvolles Hilfsmittel zur Erforschung der oberen Atmosphärenschichten[5]), und ich glaube, daß bei dem heutigen Stand der Ozonforschung ernstlich an eine Verknüpfung der Ergebnisse der Ozonforschung mit denen der Polarlichtforschung gedacht werden sollte. Die Ozonmessungen haben so reichhaltiges und vergleichbares Material gegeben, daß durch Einfügung weiterer Meßmethoden[6]) (z. B. der verbesserten Photozelle[7]) usw.) wohl eine Verfeinerung der Meßergebnisse, bzw. wertvolle Ausdehnung auf die bisher noch ausstehenden Ozonwerte in Nacht (Polarnacht) und Unsichtigkeit, erreicht werden, kaum aber eine wesentliche Vertiefung der schon gewonnenen Erkenntnisse erzielt werden kann.

Für die Erforschung der höheren Atmosphärenschichten kommen hinzu die Ergebnisse der Beobachtungen an Meteoren, und schließlich die Möglichkeit durch Raketen und Hochnahme von Meßgeräten durch senkrecht aufgeschossene Raketen, die im Scheitelpunkt ihrer Bahn die Meßgeräte mittels Fallschirm absinken lassen (wobei die Meßwerte erst vom Beginn des Absinkens an erhalten werden), direkte Vergleichs- und Kontrollwerte, wenn auch nur in Annäherung, zu erhalten.

Nehmen wir noch die Möglichkeit an, nach Art bekannter Methoden[8]) durch senkrecht in die Luft gesandte Schallstrahlen bestimmten Aufbaus und bekannter Intensität mit Hilfe subtiler Empfangsgeräte gewisse Aufschlüsse über die Schichtenbildung, bzw. nach

[5]) Helge-Petersen, Publikationer fra det danske meteorologiske Institut (Communications magnétiques, No. 13, 1931) leitet aus den Luminiszenzhöhen der Polarlichter die Härte der einfallenden Strahlung ab.

[6]) Vgl. z. B. C. Müller, „Neue Strahlungsmeßgeräte (Thermoelemente) von gesteigerter Empfindlichkeit und Einfallschnelligkeit"; Forschungen u. Fortschr. 6, Nr. 35/36; 1930.

[7]) Dobson, „A photoelectric spectrophotometer for measuring the amount of atm. ozone". Proc. Phys. Soc., part 3, S. 324; 1931.

[8]) Behms Echolot.

einem Vorschlag von Duckert durch Beobachtung der seitlichen Diffusion eines starken, parallelen Lichtbündels aus größeren Entfernungen auswertbare Meßergebnisse über Höhenlagen bestimmter Schichten der Atmosphäre (u. U. in Verbindung mit spektrographischen Methoden) zu erhalten, so dürften damit im großen und ganzen die heutigen Mittel zur Erforschung der höheren Schichten der Atmosphäre umrissen sein.

Bei der Bewertung der Frage des Vorhandenseins von Ozon in den höheren Schichten der Atmosphäre muß von vornherein darüber Klarheit bestehen, daß das Auftreten von Ozon und sein Zusammenhang mit meteorologischen Erscheinungen nicht primärer Natur ist. Die Erkenntnis über das Vorhandensein von Ozon kann immer nur eine Brücke zu der Erkenntnis der eigentlichen, ursächlichen Bedingungen der meteorologischen Beeinflussung schlagen. Da wir aber über die primären Erscheinungen noch völlig im Dunkeln sind, werden wir jede Erweiterung unserer Erfahrung begrüßen, auch wenn sie zuerst vielleicht nur im losen Zusammenhang mit den wesentlichen Grundbedingungen der Wetterbildung steht. Jedoch sollen wir uns dagegen verwahren, die gewonnenen Erkenntnisse so weitgehend den gesuchten Beziehungen zugrunde zu legen, daß darüber vergessen wird, nach dem Wesen der primären Erscheinungen zu forschen, man also das sekundäre für das primäre hält. Das führt notwendigerweise zu einer abwegigen Auffassung und damit zu toten Ergebnissen. Gerade die Forschung nach dem Einfluß auf die Wetterbildung führt zu wertvollen Aufschlüssen auf exakten Forschungsgebieten; die Zusammenhänge ergeben sich als Frucht dieser Forschung von selbst. Das Ziel der jetzigen Forschung kann daher nur sein, restlose Klarheit über die Ursachen der Ozonbildung (bzw. des Ozonzerfalls) nach Menge und Zeit zu erhalten.

Die Klärung der Ozonfragen berührt daher auch nicht die Meteorologie allein, sondern es sind daran zum mindesten die Physik und Astrophysik lebhaft beteiligt; jedoch besteht ein Zusammenhang zu fast allen Naturwissenschaften.

Die Erkenntnis des atmosphärischen Ozons geht vom Ultraviolettteil des Sonnenspektrums aus, der bei etwa 290 mμ (2900 Å) aufhört, und zwar abnehmend mit abnehmender Zenithdistanz, so daß auf atmosphärische Absorption geschlossen werden kann.

Schon 1881 wurde von Cornu[9]) erkannt, daß ein besonderes Gas in der Atmosphäre sein müsse, jedoch war noch vollkommen offen, welches. Hartley[10]) fand fast gleichzeitig die bemerkenswerten

[9]) Cornu — „Sur l'absorption atmosphérique des radiations ultraviolettes". Journal de Physique, 1re série, 10, S. 5; 1881.

[10]) Hartley, „On the absorption spectrum of ozone". Journal of the Chemical Society, 39, S. 57; 1881. „On the absorption of solar rays by the atmospheric ozone". Journal of the Chemical Society, 39, S. 111; 1881.

absorbierenden Eigenschaften des Ozons im Ultravioletteil des Spektrums und führte die in der Atmosphäre beobachtete Absorption auf Ozon zurück, ohne jedoch den numerischen Nachweis erbringen zu können. Dieser gelang erst E. Meyer, als er den sehr hohen Absorptionskoeffizienten des Ozons mit einem besonderen Maximum bei etwa 2550 Å feststellte. Aber immer noch war unbekannt, welche Menge Ozon notwendig war, um die atmosphärische Absorption zu erklären.

Buisson und Fabry[11]) führten 1912/1913 Messungen des Absorptionskoeffizienten von Ozon bei etwa 3000 A aus und unternahmen zugleich Messungen der atmosphärischen Absorption im Ultraviolett.

Diese Messungen ergaben eine Koincidenz zwischen der Absorption des Ozons und der atmosphärischen Absorption, so daß damit die Hartleysche Hypothese ihre Bestätigung fand.

Nach dem Weltkriege nahmen Buisson und Fabry ihre Arbeiten wieder auf; das Ergebnis der Forschungen, die 1921[12]) publiziert wurden, kann dahin zusammengefaßt werden, daß sich aus dem Studium der atmosphärischen Absorption die Gesamtmenge des Ozons in der Atmosphäre bestimmen läßt.

Diese Menge ist ausgedrückt durch die Schichtdicke gasförmigen, reinen Ozons, die man erhalten würde, wenn alles Ozon bei 760 mm Hg Druck und 0° C vereinigt wäre (äquivalente Schichtdicke).

Die Schichtdicke des Ozons bestimmt sich aus dem Vergleich der Absorption zweier Spektrallinien (unter Berücksichtigung des Extinktionsvermögens). Die Beobachtung erfolgt mit Hilfe eines Quarzspektrographen. Ergibt sich aus dem Vergleich zweier Spektrallinienpaare die gleiche errechnete Dicke der angenommenen Ozonschicht, so gilt dies als Beweis der Richtigkeit der Messung.

Im Mittel beträgt die Schichtdicke (äquivalent) etwa 3 mm, wechselt aber nach Ort und Zeit. Um einen Größenbegriff der Absorption zu geben, sei darauf hingewiesen, daß bereits eine Schicht von 25μ die Intensität der Strahlung bei 2550 Å auf die Hälfte herabsetzt[13]). Dabei kann das Verhältnis des Ozons in der Atmosphäre auf $\frac{1}{4\,000\,000}$ angenommen werden.

Außer den bereits erwähnten Stellen höchster Absorption bei

[11]) Buisson et Fabry, „L'absorption de l'ultraviolet par l'ozone et la limite du spectre solaire". Journal de Physique, 5e série, 3, S. 196; 1913.

[12]) Buisson et Fabry, „Etude de l'extrémité ultraviolette du spectre solaire", Journal de Physique, 6e série, 2, S. 197; 1921.

Buisson et Fabry, A study of the ultraviolet and of the solar spectrum". Astrophysical Journal, 54, S. 297; 1921.

[13]) Für 2550 Å ist die Absorption des Ozons größer als die der Metalle für sichtbare Strahlen (bei gleicher Masse); bei $\lambda = 3100$ Å setzen erst 60 mm Ozonschicht die Strahlungsintensität auf die Hälfte herab.

etwa 2550 Å fanden Ladenburg und E. Lehmann[14]) besondere Absorptionsbanden des Ozons bei 3200 bis 3400 Å.

Fowler und Strutt[15]) zeigten 1917, daß die Absorptionsbanden, die Huggins[16]) im Spektrum des Sirius beobachtet hatte, aus atmosphärischer Absorption im Ozon herrühren, und wiesen die gleichen Absorptionsbanden im Sonnenspektrum, nahe dem Horizont gemessen, nach. Chappius hatte schon 1882 auch im sichtbaren Orange- und Gelbteil des Sonnenspektrums Absorptionsbanden des Ozons nachgewiesen; diese werden aber erst bei einer äquivalenten Schichtdicke von mehreren cm reinen Ozons sichtbar.

1924 konnte Cabannes[17]) zeigen, daß die Absorptionskurven des Ozons sich auch in den Kurven atmosphärischer Absorption zeigen, die Abbot und Fowle[18]) am Mont Wilson gefunden hatten. Daraus konnten Cabannes und Dufay[19]) die Ozonmengen in der Atmosphäre schon vor den eigentlichen, im Ultraviolett einsetzenden Forschungen, errechnen.

Die nachträgliche Durchforschung der Messungen früherer Jahre mit Hilfe der Chappius-Banden im Sonnenspektrum ergab, daß die gleichen jährlichen Schwankungen im Ozongehalt, die Dobson später entdeckt hat, sich auch hier vorfinden; das gleiche gilt für die Schwankungen des Ozongehalts für die einzelnen Jahre. Ob sie mit der Sonnenausstrahlung selbst in Relation stehen, ließ sich noch nicht mit Bestimmtheit ermitteln. Neuerdings hat Cabannes nach einer Mitteilung von Fabry die Untersuchungen durch systematische tägliche Bestimmungen des Ozongehalts aus dem sichtbaren Teil des Sonnenspektrums wieder aufnehmen lassen. Eine Veröffentlichung der Ergebnisse läßt bestimmte, wertvolle Aufschlüsse erwarten.

Die Bemühungen, die Höhe der Ozonschicht zu bestimmen, setzten ebenfalls frühzeitig ein. Strutt[20]) hatte 1918 gezeigt, daß

---

[14]) Ladenburg und E. Lehmann, „Über das Absorptionsvermögen des Ozons". Berichte d. dtsch. Phys. Ges., S. 125; 1906.
Ladenburg und E. Lehmann, „Über Versuche mit hochprozentigem Ozon". Ann. d. Phys. 21, S. 305; 1906.

[15]) Fowler und Strutt, „Absorption bands of atmospheric Ozone in the spectrum of sun and stars". Proceedings of the Royal Society, A. 93, S. 577; 1917.

[16]) Huggins, „A new group of lines in the photographic spectrum of Sirius." Proceedings of the Royal Society, 48, S. 216; 1890.

[17]) Cabannes, „Sur la transparence de l'atmosphère". C. R. Acad. Sc., 179, S. 191; 1924.

[18]) Abbot, Fowle. Annals of the astrophysical observatory of the Smithsonian Institution of Washington.

[19]) Cabannes et Dufay, „Transparence de l'atmosphère dans le spectre visible: diffusion moléculaire: absorption par l'ozone". Journal de Physique, 6e série, 7. S. 257; 1926.

[20]) R. J. Strutt, „Ultraviolet transparency of the lower atmosphere and its relative poverty in ozone." Proceedings of the Royal Soc., 94, S. 260; 1918.

die Ultraviolettstrahlung in der unteren Atmosphäre auf mehrere Kilometer Durchgang (Entfernung) nicht wesentlich geschwächt wird.

Schon früher hatten Fabry und Buisson die Möglichkeit angedeutet, die Höhe, in der sich Ozon findet, dadurch zu bestimmen, daß das Gesetz der Abnahme der Intensität einer Strahlung studiert wird, wenn sich die Sonne bis zum Horizont senkt.

Diese Methode wendeten 1925 und 1926 Lambert, Chalonge und Dèjardin[21]) am Montblanc an, ebenso Cabannes und Dufay[22]) durch Beobachtungen des zenithalen Himmelslichtes.

Die Höhe der äquivalenten Ozonschicht läßt sich aus Messungen des Ozongehalts bei verschiedenen Sonnenhöhen, unter Zugrundelegung von Erdkrümmungsrelationen ableiten. Die Messungen ergaben, daß Ozon sich in Höhen von etwa 40 bis 50 km in größerer Anreicherung vorfinden muß. Schwankungen der Menge nach hatten Buisson und Fabry lediglich bei mehrwöchentlichen Beobachtungen angedeutet gefunden.

Dann begann G. M. B. Dobson diese Fragen systematisch zu bearbeiten. Seine ersten Beobachtungen wurden in Oxford ausgeführt[23]), dann an verschiedenen Orten Europas wiederholt und ausgedehnt, wobei die Herren D. N. Harrison, J. Lawrence[24]), Goetz[25]) (Arosa) u. a. seine Mitarbeiter wurden.

In Lindenberg führte Duckert[26]) eingehende Untersuchungen selbständiger Natur mit Dobsonschen Apparaten aus.

Alle diese Messungen sind gleichartig, mit gleichen Apparaturen gemacht worden, und wurden nach gleichen Methoden ausgewertet, so daß sie in gewisser Hinsicht als einheitliches Ganzes aufgefaßt werden können.

---

[21]) Lambert, Déjardin et Chalonge, „Nouveau spectrographe double destiné à l'étude de l'ultraviolet lointain." Revue d'Optique, 3, S. 277; 1924.

[22]) Cabannes et Dufay. „Mesure de l'altitude de la couche d'ozone dans l'atmosphère". C. R. Acad. Sc., 181, S. 302; 1925.

[23]) Dobson. „Measurements of the sun's ultraviolet radiation and its absorption by the earth's atmosphere." Proc. of the Royal Soc., A, 104, S. 252; 1923.

Dobson. Griffith and Harrison. „Photographic photometry." Clarendon Press, Oxford; 1926.

[24]) Dobson, Harrison and Lawrence. „Measurements of the amount of ozone in the earths atmosphere and its relation to other geophysical conditions". Proc. of the Royal Soc., A, 110, S. 660; 1926,
„ „ 114, S. 521; 1927,
„ „ 122, S. 456; 1929.

[25]) Goetz and Dobson. „Observations of the height of Ozone in the upper atmosphere." Proc. of the Royal Soc., A. 120, S. 251; 1928.

[26]) P. Duckert. „Messungen des Ozongehaltes über Lindenberg." Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosphäre, XIV, 4, S. 219; 1928.

P. Duckert. „Zur Erforschung der höheren Atmosphärenschichten." Ztschr. f. Geophysik 5, 8, S. 377; 1929.

P. Duckert. „Zum Ozongehalt der freien Atmosphäre." Meteorol. Ztschr. 12, S. 463; 1929.

Eine weitere Reihe von Unternehmungen führte Buisson[27]) in Marseille aus, und zwar mit anderen Gerätetypen[28]).

Die systematische Bestimmung der Änderung der Höhenlage des Schwerpunkts der Ozonschicht in den verschiedenen Breiten, sowie der für die Aufdeckung des Zusammenhangs mit der Wetterbildung sicher sehr wichtigen Schwankungen der Höhenlage der Ozonschicht steht noch aus. Daß starke Schwankungen sowohl zeitlich wie der geographischen Breite nach vorhanden sein müssen, erscheint mir sicher, wie ich später noch ausführlich darlege.

Die Ergebnisse von Marseille und Arosa können in beachtenswerter Weise als übereinstimmend angesehen werden. Auf die Ergebnisse im einzelnen wird später noch eingehend kritisch zurückgekommen, so daß hier der kurze Hinweis vorerst genügen möge, um so mehr als die nunmehr in gewisser Hinsicht abgeschlossen vorliegenden Arbeiten von Dobson eine zusammenfassende Übersicht über die Gesamtergebnisse gestatten. Daher wird auch im nachstehenden die Bewertung vorwiegend an Hand des vorliegenden Dobsonschen Untersuchungsmaterials erfolgen.

Zur Ergänzung der vorstehend gegebenen kurzen historischen Übersicht sei hier noch erwähnt, daß auf Anregung von Dobson und Fabry im Mai 1929 eine Ozonkonferenz in Paris[29]) abgehalten wurde, da eine Klärung der verschiedenen Fragen in gemeinsamer Aussprache notwendig und auch wichtig genug erschien. Auf die Beschlüsse dieser Ozonkonferenz wird später noch zurückgekommen werden, da sie für die Beurteilung der beim Studium des atmosphärischen Ozons auftauchenden Fragen beachtenswerte Unterlagen bieten.

Bevor auf die Bewertung der vorliegenden Ergebnisse eingegangen wird, erscheint es angebracht, kurz die Eigenschaften des Ozons aufzuführen.

Das Ozon (O_3) vereinigt in seinem Molekül sehr labil 3 Atome Sauerstoff. Sein Siedepunkt liegt bei — 119°, sein spezifisches Gewicht (auf Luft bezogen) beträgt 1,658, das Molekulargewicht (O = 16) 48. Seine Struktur ist

$$\begin{matrix} O-O \\ \diagdown\,O\,\diagup \end{matrix} \quad \text{oder} \quad O = O = O$$

[27]) Buisson. „Mesures de l'ozone de la haute atmosphère pendant l'année 1927." C. R. Acad. Sc., 186, S. 1229; 1928. = item, pendant l'année 1928 = C. R. Acad. Sc. 188, S. 647; 1929.

[28]) Für die Berechnung des Absorptionkoeffizienten α gibt Buisson folgende Formel an

$$\log \alpha = 17{,}58 - 0{,}00564 \cdot \lambda,$$

wobei λ die Wellenlänge in Ångströmeinheiten ist.

[29]) Fabry. „Rapport de la réunion de l'ozone et de l'absorption atmosphérique," (mis en ordre par Ch. Fabry). Gerlands Beiträge z. Geophysik, 24, S. 1; 1929.

In Verdünnungen von 5.10^{-5} ist es für den menschlichen Riechorganismus noch wahrnehmbar. In starker Konzentration kann es dem Organismus schädlich werden.

Über dem Boden wurden etwa 0,0003 mg im cbm Luft, in 12 km Höhe über dem Meere 0,12 mg[30]) im cbm Luft festgestellt, womit die Theorie von Duckert[31]), der ein zweites Ozonlager annimmt, gut übereinstimmt[32]). Auch ich komme aus anderen Überlegungen heraus, wie ich noch zeigen werde, zu der gleichen Annahme.

Das spezifische Gewicht der Luft bei 0° unter 45° Breite und 760 mm Hg beträgt, auf Wasser von 4° bezogen, 0,001293, das spezifische Gewicht von O_2 in gleicher Weise auf Luft bezogen, 1,1056, dementspechend das spezifische Gewicht von O_3 (s. o.) 1,658.

Somit wiegt 1 cbm O_2 1,4292 kg
1 cbm O_3 2,1438 kg

d. h. 1 mm äquivalente Ozonschicht hat je qm ein Gewicht von 0,00214 kg.

Da die äquivalente Ozonschicht in größeren Höhen zu rund 3 mm festgestellt wurde, so wiegt diese je qm rund 6,42 g oder 6420 mg.

Diese verteilen sich auf mindestens 10 000 m Höhe. Also sind im cbm noch 0,642 mg Ozon enthalten.

Rechnet man jedoch — was richtiger sein dürfte — mit mindestens 40 km dicken, ozonführenden Schichten (in Höhen von etwa 30 bis 70 km) und nehmen wir eine starke Anreicherung gemäß den bisherigen Erfahrungen in 40 bis 60 km Höhe an, so verbleiben im Mittel 0,16(05) mg Ozon im cbm, und bei Annahme einer mindestens doppelt so starken Anreicherung in den Höhenschichten von 40 bis 60 km (Verhältnis der mittleren Schichten zu den oberen und unteren Schichten etwa 4:1) verbleiben etwa 0,321 mg O_3 im cbm.

Vergleichen wir diese Zahlen mit den altbekannten Anreicherungszahlen aus früheren Messungen der Zusammensetzung der Atmosphäre in bodennahen Schichten, so wird ersichtlich, daß wir nicht eigentlich von „Ozonschichten" sprechen können, sondern daß sich mit der Höhe ansteigend das Ozon progressiv häufiger vorfindet, und zwar bis zu einem Maximum in rund 50 km Höhe, unterhalb

[30]) Hieraus ergibt sich, daß Absorptionsmessungen parallel oder schräg zur Erdoberfläche in den oberen Schichten der Troposphäre erhebliche äquivalente Ozonschichten ergeben müssen, die als Fehlerquelle für die Ermittlungsmessungen in höheren Schichten zu betrachten sind.

[31]) P. Duckert, Meteorolog. Zeitschrift 12, S. 466; 1929.

[32]) Beobachtungen des Observatoriums du Parc de Montsouris (Annuaire 1875 bis 1900; Annales du Obs. municipal 1900 bis 1909) ergaben im Durchschnitt am Boden sogar 2 mg Ozon cbm. Lespieau (Bulletin de la société chimique, 3e série, S. 616; 1906) findet am Boden 3 mg Ozon cbm. Diese Werte erscheinen zu hoch. Neuere Untersuchungen ergeben 0,0022 cm je km horizontaler Bodenschicht, also 0,04708 mg O_3 im cbm in rund 4500 m Höhe; vgl.: Götz und Ladenburg, „Ozongehalt der unteren Atmosphärenschichten". Naturwissenschaften, Heft 18, S. 373; 1931.

seiner Hauptentstehungsstelle (rd. 90 km) in der atmosphärischen Hülle der Erde, wo es durch Ionisation gebildet wird und infolge seiner Schwere langsam absinkt[33]), um zum Teil, besonders in den wärmeren und feuchteren Schichten, wieder zu zerfallen. Es ist hierbei vorauszusetzen, daß sich, zwanglos erklärbar, auch eine zweite, dynamisch bedingte Anreicherung an der Grenzschicht Troposhäre-Stratosphäre bilden kann, wie sie zuerst wohl von Duckert (l. c.) angenommen wurde.

Die Art der Anreicherung des Ozons in der Atmosphäre steht sowohl für die Stratosphäre wie auch für die Troposphäre noch keineswegs fest, sondern ist noch durchaus hypothetisch, d. h. die Funktion der Anreicherung von Ozon im cbm Luft

$$\varepsilon = F(h)$$

in Abhängigkeit von der Höhe h ist noch unbekannt, und daher späteren Arbeiten vorbehalten, sie zu bestimmen.

Götz und Ladenburg[34]) haben in Arosa kürzlich einen Ozongehalt von im Mittel 0,0029 cm auf 1 km horizontale Entfernung aus Beobachtungen der verschiedenen Wellen zwischen $\lambda = 2480$ Å und 2750 Å in etwas über 2000 m Höhe ermittelt. Das bedeutet einen Ozongehalt von 0,064 mg/cbm. Dieser Wert ist relativ hoch, deckt sich aber — entsprechend der Höhendifferenz — mit den Werten, die im Herbst 1929 und Frühjahr 1930 Buisson, Jausseran und Rouard[35]) in etwa 300 m ü. M. in der Provence ausgeführt haben. Es wurde dort aus einer Meßreihe mit Wellen von $\lambda = 2400$ Å bis 2890 Å ein mittlerer Ozongehalt von 0,0022 cm[36]) auf 1000 m ermittelt, was einem Ozongehalt von 0,047 mg/cbm entspricht, oder analog den Bewertungen für die Ozonschicht in der Stratosphäre einer äquivalenten Ozonschicht von etwa 0,5 mm.

Diese Zahlen entsprechen gut der Kurve für den vermutlichen Verlauf der Ozonanreicherung, was auf eine relativ gleichmäßige Zunahme des Ozonwertes für die Anreicherung in der Atmosphäre schließen läßt.

Es erscheint um so berechtigter, diese Schlüsse zu ziehen, als Götz und Ladenburg (l. c.) darauf hinweisen, daß ihre Ergebnisse der Größenordnung nach mit den vor 40 Jahren gemachten chemischen

[33]) Evtl. nach Lindemann durch schwache elektrische Felder beschleunigt. Vgl. hierzu Dobson, Harrison u. Lawrence, Proc. Roy. Soc. A, 122, S. 485; 1929, und auch Rocard, „Chute d'un gaz lourd dans un gaz léger. Stabilité de l'ozone de la haute atmosphère", C. Rend. Acad. Sc. 188, S. 1336; 1929.

[34]) Götz u. Ladenburg. „Ozongehalt der unteren Atmosphärenschichten", Naturwiss. 19 (18), S. 373; 1931.

[35]) H. Buisson, G. Jausserean, P. Rouard, C. R. 190, S. 808; 1930.

[36]) Hierzu auch Fabry u. Buisson, C. R. 192, S. 457; 1931.

Messungen übereinstimmen[37]) und noch unterhalb der von Strutt[38]) und Götz[39]) nach optischen Methoden ermittelten oberen Grenzen bleiben, und auch mit den Spitzbergenmessungen von Götz[40]) im Einklang stehen.

II. Die Entstehung des Ozons.

Ozon bildet sich aus Sauerstoff. Damit das beständige Sauerstoffmolekül in Ozon übergehen kann, müssen zunächst freie Sauerstoffatome abgespalten werden, die vermutlich größtenteils sich wieder zu O_2-Molekülen, und nur in untergeordnetem Maße zu O_3-Molekülen vereinigen werden[41]). Sehr bemerkenswert ist in meteorologischer Hinsicht die Tatsache, daß Ozon bei niederen Temperaturen stabiler wird, und daß umgekehrt seine Neigung zu zerfallen mit höheren Temperaturen schnell zunimmt. An sich ist Ozon nicht unstabil, sobald es erst einmal gebildet wurde. Es zerfällt aber sehr leicht bei Anwesenheit geeigneter Katalysatoren (auch Wasserdampf), so daß es unter den in der Atmosphäre vorkommenden Verhältnissen im allgemeinen als labil angesprochen werden muß. Ozon hat aber offenbar große Neigung, sich absorbieren zu lassen, wenn geeignete Oberflächen vorhanden sind, und zwar dann sogar in Anwesenheit von Wasser (welches sonst destruktiv auf Ozon wirkt).

In der nachfolgenden Übersichtstabelle sind die ungefähren Gasmischungen (in Vol.%) aufgeführt, mit denen wir in den von uns hier untersuchten Höhenschichten zu rechnen haben.

In etwa 50 km Höhe liegt die gemessene Ozonschicht, bei etwa 90 bis 100 km Höhe die hypothetische, sogenannte Heavisideschicht.

km Höhe	Druck mm Hg	Volum-Prozente			In ( ) Partialdrucke		
		N	O_2	Argon	H	CO_2	He
0	760	78,08 (593,41)	20,95 (159,22)	0,94 (7,144)	0,001 (0,008)	0,03 (0,228)	[0,0004] (0,00114)
15	89	79,5	19,7	0,8	0,01	0,02	—
20	41	81,2	18,1	0,6	0,05	—	—
30	8,6	84,2	15,2	0,3	0,2	0,0	—
40	1,8	86,5	12,6	0,2	0,7		—
50	0,4	87,5	10,3	0,1	[2,9]		0,03
100	0,0067	3	[0,1]	0,0	[96,4]		0,6
150	0,0042	—	—	–	[99,5]		—

[37]) Zusammenstellung bei Ch. Fabry u. H. Buisson, Journ. de phys. (6) 2, S. 222; 1921 und bei A. Lepape u. G. Colange, Compt. Rend. 189, S. 53; 1929.

[38]) R. J. Strutt. Proc. Royal Soc. A, 94, S. 260; 1918.

[39]) F. W. P. Götz. 2nd Report Comm. Solar and Terrestr. Relationships. F. W. P. Götz. 3rd Report (1931). Paris 1929.

[40]) F. W. P. Götz. Gerlands Beitr. z. Geophys. 31, S. 132; 1931.

[41]) Selbst gutgebaute Ozonerzeugungsapparate liefern im allgemeinen nicht über 15% Ozonausbeute.

Bei der Bildung von O_3 werden erhebliche Energiemengen gebunden, die beim Zerfall zu O_2 wieder frei werden. 1 Gramm-Molekül Ozon (Mol.-Gew. 48) erfordert zu seiner Bildung nach Messungen von Jahn[42]) 34100 cal, 2 Gramm-Moleküle somit 68200 cal oder rund 70 kcal. Der Zerfall erfolgt also nach der Formel

$$2\ O_3 = 3\ O_2 + 70\ \text{kcal}.$$

Konzentriertes Ozon hat daher bekanntlich Explosivneigung.

Die Reihe der chemischen Vorgänge stellt sich wie folgt dar:

$O_2 = O + O \qquad O_2 + O = O_3 \qquad O_3 = O_2 + O \qquad O + O = O_2$

Es finden sich also ständig O, O_2 und O_3 nebeneinander. Soll die Ozonschicht bestehen bleiben, so müssen sich Bildung und Zerfall äquivalent sein.

Wir wissen, daß Sauerstoff sich unter dem Einfluß bestimmter Strahlen zersetzt, so daß aus der Vereinigung zersetzter Atome Ozon, aber auch wieder Sauerstoff entstehen kann.

Das gleiche gilt für Ozon, der zu Sauerstoff und freien Sauerstoffatomen zerfällt, die sich wieder an Sauerstoff zu Ozon anlagern können oder aber mit anderen Sauerstoffatomen zu einem Sauerstoffmolekül verbinden. Die Zerfalls- und Konstituierungskonstanten sind also in Wirklichkeit komplizierte Funktionen chemischer Natur, und von dem Zustand des Gases (freie Weglänge), der Wellenlänge der einkommenden Strahlung und der Temperatur des Gases abhängig.

Vereinfachende Annahmen für die mathematische Behandlung können daher sehr leicht zu Trugschlüssen führen, solange der Charakter der einzelnen Konstanten für die vorliegenden Verhältnisse nicht ganz einwandfrei geklärt ist. Bis heute müssen wir diese Konstanten als unbekannt ansehen.

Wir wissen nun, daß Ozon auf die verschiedenste Weise entstehen kann. Die drei Hauptursachen sind im nachstehenden behandelt.

1. Ultraviolette Strahlung.

Diese wirkt nur bei Strahlen kleinerer Wellenlänge als 1850 Å[43]) ozonerzeugend; jedoch ist die Absorption der Strahlen im Ozon außerordentlich groß, und zwar liegt ein Maximum bei etwa 2550 Å; außerdem zeigen sich im charakteristischen Absorptionsspektrum zwei Bänder bei etwa 6095 Å und 5770 Å zu beiden Seiten der Na-Doppellinie im Spektrum. Wie schon erwähnt, setzt eine Ozonschicht von nur 25 μ die Intensität einer Strahlung auf etwa die Hälfte herab. Die Energiespeicherung im Sauerstoff infolge der Absorption kann daher sehr wohl zu einer Lockerung der Molekülbindungen führen,

[42]) S. Jahn, Ztschr. f. anorg. Chemie, 60, S. 357; 1908.

[43]) Eine Strecke von 12 m in Luft von Normaldichte absorbiert die Strahlung 1850 Å vollkommen. Dementsprechend würde eine in die Stratosphäre einfallende Strahlung dieser Wellenlänge in 40 km Höhe vollkommen absorbiert sein.

die bei Vorhandensein der geeigneten kurzwelligen Strahlung zur Abspaltung von O und Anlagerung der freien Atome an O_2-Moleküle und damit zur Bildung von O_3 führt.

Bei der Erzeugung von O_3 in der Atmosphäre durch ultraviolettes Licht werden außerdem während der Umwandlungsvorgänge in verdünnter Luft außer leichtbeweglichen Trägern noch auf rein chemische Weise Kondensationskerne geschaffen, wie Lenard gezeigt hat, indem sich der Stickstoff und Wasserdampf der Atmosphäre zu Ammoniak (NH_3) verwandelt (es lassen sich Spuren nitroser Gase nachweisen) und mit dem Ozon Ammoniumnitrit ($NH_4\ NO_2$) und Ammoniumnitrat ($NH_4\ NO_3$) — salpetersaures Ammonium — bilden, die für Wasserdampf zu Kondensationskernen werden können. Vorgänge, die bei Anwesenheit von O_3 in den unteren Schichten der Atmosphäre sicherlich von Bedeutung sind.

Mit der Absorption der ultravioletten Strahlen ist im allgemeinen ein Leitendwerden[44]) (Ionisierung) verbunden. Durch die Absorption der Strahlungsenergie im Molekül tritt ein negatives Elektron als Kathodenstrahl aus[45]). Der verbleibende Rest ist positiv geladener Träger (s. o). Das negative Elektron lagert sich an ein neutrales Gasmolekül an. Lenard fand Wanderungsgeschwindigkeiten der neuerzeugten negativen Träger von etwa 3 cm sec für 1 Volt cm. Die positiven Träger besitzen nur eine Wanderungsgeschwindigkeit von etwa 0,002 cm/sec für 1 Volt/cm.

Diese Wirkung ist aber, wie schon erwähnt, an Wellenlängen von weniger als 1850 Å gebunden[46]) und reicht etwa bis zu 900 Å, kann also nur in größeren Höhen auftreten, in denen diese Wellenlängen infolge von Absorption noch nicht verschwunden sind.

Es steht daher mit den Erfahrungen im Einklang, wenn wir diese Ionisationsschicht über der Ozonschicht annehmen, also in etwa 90 bis 120 km Höhe, und als identisch mit der hypothetischen, sogenannten Heavisideschicht ansprechen, die sich in elektrischer Hinsicht, d. h. für die Ausbreitung bestimmter elektrischer Wellen, in anderer Weise auswirken muß als die tieferliegende, nachgewiesene Ozonschicht, und daher auch umgekehrt mit Hilfe der Auswertung der Ausbreitungserscheinungen bestimmter (kurzer) Wellen erforscht werden kann.

[44]) Bei der Absorption entsteht Wärme, wodurch Ozon z. T. zersetzt und Sauerstoff gebildet wird, insbesondere bei den Wellen zwischen 2000 Å und 3000 Å, die das Ozon stark absorbiert.

[45]) Die Wirkung ultravioletten Lichts ist aus dem Hallwachs-Effekt bekannt. Ein elektrisch negativ geladener Körper verliert bei entsprechender Belichtung diese Ladung. Die Geschwindigkeit der von der Grenzfläche emittierten Elektronen ist kleiner als die der Kathodenstrahlen und abhängig von der Wellenlänge der einfallenden Lichtstrahlen. Selbst ganz schwache Lichtquellen wirken in dieser Weise leitend machend.

[46]) Diese Wellen werden vom Sauerstoff stark absorbiert.

Im nachfolgenden ist insbesondere bei Berücksichtigung der Höhenstrahlung eingehend auf die mannigfachen Umwandlungsmöglichkeiten eingegangen, denen die in die Atmosphäre eindringenden Strahlenarten unterworfen werden können, wobei aber immer wieder Ozon als primäres, sekundäres oder gar tertiäres Produkt entsteht, falls die entsprechenden Bildungsbedingungen vorliegen.

Es ist notwendig zu überlegen, inwieweit die durchdringende Höhenstrahlung, kurz Ultrastrahlung, die von Heß vor etwa zwei Jahrzehnten entdeckt wurde, an der Entstehung des Ozon direkt oder indirekt beteiligt sein kann.

Wir wissen heute, daß die Ultrastrahlung außerordentlich durchdringend ist, durchdringender als alle bisher bekannten Strahlenarten, und etwa 100 mal durchdringender als die γ-Strahlen.

Der Entstehungsort der Ultrastrahlen liegt außerhalb der Erde, wie sich aus dem Verlauf der Absorption ergibt. Die Ultrastrahlen sind vermutlich nicht korpuskularer Natur, sondern stellen elektromagnetische Wellen der Größenordnungen bis zu etwa 10^{-13} cm dar, sind somit also etwa 100mal kleiner als die der γ-Strahlen[47]).

Die Intensität der Strahlen bestimmt sich analog den anderen Strahlenarten aus der Ionisation, die die Strahlen erzeugen. Die ankommenden Wellenzüge lösen in dem von ihnen durchdrungenen Gase Elektronen aus, die um so größere Geschwindigkeit (und dadurch Durchdringungsvermögen) erhalten, je kleiner die Wellenlänge der einfallenden Strahlen ist.

Benndorf[48]) berechnete aus diesen Überlegungen heraus das Vorhandensein einer leitenden Schicht in Höhe von etwa 100 km infolge Einwirkung der kosmischen Ultrastrahlung.

Hulbert[49]) errechnete nach einer von Maris angegebenen Exponentialformel die Zahl der Moleküle im ccm (im Meeresniveau $n_0 = 2 \cdot 68 \cdot 10^{19}$) für verschiedene Höhen, und hat dabei für die Ionisation in der freien Atmosphäre die Annahme zugrunde gelegt, daß sie proportional der Luftdichte sei. Die Annahme eines einheitlichen Absorptionskoeffizienten ist aber unzulässig, wenn wir die von Heß (1912) und Kohlhörster (1913—14) erhaltenen Beobachtungswerte der Ionisation als richtig annehmen. Dann muß auch eine Extrapolation bis an die Grenze der Atmosphäre, wie sie Hulbert vorgenommen hat, unrichtige Werte ergeben. Immerhin ist erwähnenswert, daß er unter der Annahme, daß an der Grenze der Atmosphäre $^1/_5$ der Energie der Ultrastrahlung (also $1 \cdot 10^{-4}$ Erg/cm²s)

[47]) Durch Beugung an dünnsten Kristallschichten und streifende Reflexion an Metallgittern hat sich nachweisen lassen, daß sich das Elektron wie eine Welle verhält; es zeigen sich die gleichen Bilder wie beim Laue-Diagramm und bei dem Verfahren von Debye-Scherrer für Röntgenstrahlen. Auch die Polarisierbarkeit und Brechbarkeit hat sich quantitativ feststellen lassen. Es ist daher im folgenden die Wellennatur der Ultrastrahlung vorausgesetzt.

[48]) Benndorf, Phys. Ztschr. S. 27, 626; 1926.

[49]) E. O. Hulbert, Phys. Rev. (2), 37, 1—9, Nr. 1; 1931.

aus Strahlen besteht, die etwa 10 mal weniger durchdringend sind als die im Meeresniveau beobachteten Strahlen (Absorptionskoeffizient $\mu = 0{,}25\ m^{-1}$ im Wasser), diese Strahlen in 40 km Höhe noch 12 000 Ionenpaare im ccm erzeugen könnten.

C. T. R. Wilson hatte die Hypothese aufgestellt, daß ein Teil der am Erdboden gemessenen Ultrastrahlung von einer Beschleunigung der Elektronen infolge starker elektrischer Spannungen (vgl. die späteren Ausführungen hierzu) herrühren könne, die bei Gewittern auftreten.

Derartige Elektronen würden infolge des magnetischen Feldes der Erde weite Spiralbahnen beschreiben und sich um so weiter ausbreiten, in je höheren Breiten sie erzeugt wären. Schonland[50]) beobachtete demgegenüber (in Südafrika) eine kleine Verringerung der Ionisation in geschlossenen Gefäßen bei Gewitter, Steinmaurer[51]) auf dem Sonnenblick (3100 m) eine kleine Erhöhung.

Bestenfalls ist also auf troposphärische Einflüsse nur ein kleiner Teil des beobachteten Effektes der Ultrastrahlung zurückzuführen.

Wie später erwähnt ist, muß das Auftreten von Elektronen, die aus der Ultrastrahlung herrühren, im Äquatorgebiet der magnetischen Erdkugel als ziemlich unwahrscheinlich gelten, womit sich dann die obigen Beobachtungen vielleicht in Einklang bringen lassen würden.

Für die Frage der Entstehungsursachen des atmosphärischen Ozons sind alle diese Fragen und Beobachtungen von größter Bedeutung.

Das Einfallen der Ultrastrahlung in die höheren Schichten der Atmosphäre bewirkt zunächst keine wahre Absorption, sondern stellt sich als ein Streuvorgang dar.

Da dieser Vorgang sich mehrfach wiederholen kann, bis die Strahlen, die mit der wachsenden Wellenlänge immer weniger durchdringungsfähig, d. h. weicher, werden, von dem betreffenden Gase durch echte Absorption infolge Ionisierung der Gase aufgenommen werden, so folgt, daß der Ultrastrahlung trotz ihrer großen Durchdringungsfähigkeit (Härte infolge kleiner Wellenlänge) ein wesentlicher Einfluß auf die Ozonbildung in höheren Schichten der Atmosphäre zugestanden werden kann.

Während starke Sonneneinstrahlung zwar durch den Ultraviolettgehalt der Strahlung in den oberen Schichten eine reiche Ozonisierung bewirkt, die aber durch die Energieanspeicherung und damit Erwärmung des Gases sehr schnell wieder zum Zerfall des Ozons in gewissen Schichten führen muß, da wir gesehen haben, daß O_3 in der Wärme nicht beständig ist, zudem beim Zerfall von O_3 erhebliche Mengen von Wärme frei werden, die den Zerfallprozeß noch

[50]) B. F. J. Schonland, Proc. Royal Soc. A, 130, S. 37—63; 1930.
[51]) R. Steinmaurer, Sitz.-Ber. d. Wien. Ak. d. Wiss. IIa, 139, S. 281—318; 1930.

additiv beschleunigen[52]), ist dies beim Eindringen der Ultrastrahlung, die allseitig und ständig in die Erdatmosphäre eindringt, nicht der Fall, und es erklären sich damit zwanglos die später noch zu behandelnden dickeren Ozonschichten im Winter bzw. in den Polargegenden.

Die Vorgänge bei der Ozonerzeugung haben wir uns so vorzustellen, daß sich mehrere Sauerstoffmoleküle vorfinden, die infolge der Luftverdünnung und der damit geschaffenen größeren freien Weglänge einer Beeinflussung durch äußere Kräfte zugänglicher gemacht worden sind.

Betrachten wir 2 Sauerstoffmoleküle, so wissen wir, daß die Ladungen der kreisenden negativen Elektronen die positive Ladung des Kernes neutralisieren.

Dringt nun eine kurzwellige Strahlung mit großer Energie ein, so gelingt es ihrem Strahlungsquant, Elektronen aus dem Atomverband herauszuschleudern. Von dem O-Molekül bleibt somit ein elektrisch neutrales Atom und ein positiv geladenes Atom zurück. Dieses positiv geladene Atom übt eine Anziehung auf die infolge Ladungsausgleich elektrisch neutralen Atome benachbarter Sauerstoffmoleküle aus, indem es die negative Ladung anzuziehen versucht.

Wie wir wissen, ist aber beim Einfall des Strahlungsquants außer dem abgeschleuderten Elektron noch eine neue, abgelenkte Strahlung entstanden, von einer größeren Wellenlänge als die einfallende Strahlung.

Diese vermag nun die durch den positiv geladenen Atomkern im benachbarten Molekül vorbereitete Spaltung durch Abspaltung der hierzu bereits neigenden Elektronen zu vollenden.

Aus dem stabilen Atomgleichgewicht gehen die Atome in ein labiles Gleichgewicht über, das durch die Bindung der elektrischen Ladungen in Ringform dargestellt werden kann, entsprechend der eingangs bereits angegebenen Darstellung der Molekularbindung für Ozon.

Die Spaltung des Sauerstoffes kann sich bis zu einem Grenzwert steigern, der durch die Unmöglichkeit für die immer größere Wellenlängen annehmenden Strahlungsquanten bedingt ist, noch in den Atomverband einzudringen und Elektronen abzuspalten.

Wir wissen auch, daß die Strahlungsquanten mit zunehmender Wellenlänge immer mehr Energie verlieren und daher auch aus diesem Grunde schließlich die Abspaltung von Elektronen nicht mehr durchführen können.

Das so gebildete Ozon unterliegt vermutlich fortwährenden Umwandlungen, die durch sein labiles Gleichgewicht einerseits, durch die ständig einfallende kurzwellige Strahlung andererseits bedingt wird.

[52]) Das Gleichgewicht ist nach den früheren Ausführungen durch das Intensitätsverhältnis der ozonerzeugenden Strahlen < 2000 Å und der ozonzerstörenden Strahlen < 3000 Å gegeben.

Hört der Einfluß der Einstrahlung auf, so haben die in den Ozonmolekülen ausgeglichenen Ladungen das Bestreben, sich wieder in den stabileren Verband des Sauerstoffatoms umzulagern, so daß bei geringstem Anlaß der Störung des elektrischen Gleichgewichts, wie er ständig gegeben ist, der Molekülverband des Atoms zerfällt und die Atome sich wieder zu echten Sauerstoffatomen umlagern. Bei größerer Wärme und der dadurch bedingten größeren Beweglichkeit sind die Zerfallbedingungen vergrößert.

Hieraus erklärt sich auch zwanglos die ganz ungewöhnlich hohe Absorption kurzwelliger Strahlung durch Ozon. Die Absorption ist somit durch zweierlei Komponenten bedingt, nämlich einmal durch die echte Absorption der Strahlungsquanten verschiedener, der Größenordnung nach steigender Wellenlänge durch die Sauerstoffatome, zum anderen durch einen Diffusionsvorgang, der, wie oben gezeigt wurde, beim Eindringen der Strahlungsquanten in den Sauerstoff bzw. neugebildeten Ozon, auftreten muß und sich in einer Ablenkung der Strahlung aus ihrer ursprünglichen Richtung nach allen Seiten äußert, und so die hohe scheinbare Absorption in Ozonschichten erklärt.

Da die sämtlichen bekannten Ursachen der Ozonerzeugung — auf die im nachfolgenden noch eingegangen wird, da sie mit den atmosphärischen Bedingungen zusammenhängen — sich letzten Endes mit größter Wahrscheinlichkeit auf denselben Elementarvorgang zurückführen lassen müssen, ist hier so ausführlich darauf eingegangen worden, insbesondere auch deshalb, weil die durchdringende Höhenstrahlung (Ultrastrahlung) zusammen mit dem äußersten Ultraviolett der Sonnenstrahlung als Ursache der Ozonanhäufung in der höheren Atmosphäre angesehen werden muß.

Die Energieumsetzungen, von denen die kurzwelligen Ultrastrahlen im Weltall herrühren, müssen viele tausendmal größer sein als die uns bisher bekannt gewordenen Energieumsetzungen der radioaktiven Substanzen. Nernst hat hieraus bekanntlich auf das Vorhandensein von Stoffen eines höheren Atomgewichts als Uran (238) geschlossen, auf sogenannte Transurane. Es läßt sich aber leicht berechnen, daß wir auch auf andere Weise interessante Schlüsse ziehen können. Nehmen wir nämlich die Masse eines Wasserstoffkerns und multiplizieren diese nach der Formel

$$M \cdot c^2 = E$$

mit dem Quadrat der Lichtgeschwindigkeit, so erhalten wir das Strahlungsquant, welches der Masse dieses Wasserstoffkerns zukommt. Dividieren wir diesen Betrag durch das Plancksche Wirkungsquantum h, so erhalten wir die Frequenz dieser Strahlung, aus der wir wieder die Wellenlänge ermitteln können.

Diese ergibt sich nun zu $1{,}3 \cdot 10^{-13}$ cm. Berechnet man die Wellenlänge der durchdringendsten (härtesten) Komponente der

Ultrastrahlung aus den Absorptionskoeffizienten, so ergibt sich eine Wellenlänge von etwa $1 \cdot 10^{-13}$ cm.

Die Übereinstimmung ist also unter Berücksichtigung der Unsicherheiten der Messungen und Ableitungen sehr auffallend.

Der Wasserstoffkern ist bekanntlich das Atom der positiven Elektrizität (Proton)[53]). Es ist also denkbar, daß sich irgendwo im Weltall unter Umsetzung ungeheurer und bisher unbekannter Energien Wasserstoffkerne in kurzwellige Ultrastrahlung der Größenordnung $1 \cdot 10^{-13}$ cm umwandeln. Duckert[54]) erwähnt, daß die Beziehung des Ozongehaltes zu den Sonnenfleckenrelativzahlen weitläufig ist, daß aber einer höheren Sonnenfleckenrelativzahl im großen und ganzen eine geringerer Ozongehalt entspricht. Diese Fragen sind also noch auf ihren tatsächlichen Zusammenhang hin zu klären.

Wenn als möglich angenommen wird (wie es Rossi vorausgesetzt und auch Millikan und Cameron[55]) glauben annehmen zu können), daß die gefundenen Elektronen sämtlich Sekundärelektronen sind und daß sie ein größeres Durchdringungsvermögen besitzen als die erzeugenden Photonen, so ergibt sich, daß die in die Atmosphäre eindringende Strahlung in den oberen Schichten keinesfalls energetisch abgeklungen sein kann, sondern ihre Wirkung auch sehr weit in die Atmosphäre hinein erstrecken wird.

Nach der theoretischen Formel von Klein und Nishina über den Zusammenhang zwischen Durchdringungsvermögen und Energie müßte, falls die Formel richtig ist, eine zehnmal so energiehaltige Strahlung wie die härteste γ-Strahlung ein Durchdringungsvermögen von etwa 5 facher Größe der härtesten γ-Strahlung besitzen.

Das ist nun in der Tat für das Durchdringungsvermögen der kosmischen Ultrastrahlung festgestellt worden, woraus Millikan seine Folgerungen ableitet.

Die im Jahre 1922 von Millikan und Bowen erfolgten Pilot-Registrierungen der Intensität der Ultrastrahlung in 5 bis 15 km Höhe hatten kleinere Werte ergeben, als die früheren Ballonregistrierungen von Heß und Kohlhörster anzeigten. In der neuesten Arbeit (l. c.) gibt nun Millikan an, daß auch seine Ionisierungswerte in den größeren Höhen genau so steil ansteigen, wie die früher gefundenen Werte von Heß und Kohlhörster.

Ist in den Höhen über 10 km ein Gleichgewicht zwischen primärer und sekundärer Strahlung noch nicht vorhanden, so muß mit der möglichen Abnahme der Ionisation auch der Absorptionskoeffizient der Ultrastrahlung wieder abnehmen.

---

[53]) Das Proton bildet den Hauptkern der Atommasse im Verhältnis 1831 : 1832. Der Durchmesser beträgt ca. 10^{-12} bis 10^{-13} cm, der Bahndurchmesser der negativen Elektronen ca. 10^{-8} cm, die Ladung $4{,}77 \cdot 10^{-10}$ ESE.

[54]) P. Duckert, Meteorol. Ztschr. 12, S. 463; 1929.

[55]) R. A. Millikan and Cameron, Phys. Rev. 37, S. 235 und 252; 1931

Millikan gibt an, daß nach seinen Beobachtungen die Heliumstrahlen das Gleichgewicht mit ihren Sekundärstrahlen in 4200 m Höhe erreichen, und daß hierfür die beobachteten und die errechneten Absorptionskoeffizienten übereinstimmen. Für die Sauerstoffstrahlen ergibt sich der Koeffizient aus den Beobachtungen um etwa 17% niedriger als aus den Berechnungen, für Siliziumstrahlen um etwa 30% niedriger, für Eisenstrahlen um etwa 60%; hieraus leitet Millikan eine brauchbare qualitative Übereinstimmung mit seinen theoretischen Folgerungen ab.

Die Klärung aller dieser Fragen ist demnach für die Bestimmung des Vorhandenseins der verschiedenen, zur Erdoberfläche quasiparallelen Schichten der Atmosphäre von größter Bedeutung, und kann nicht ohne erhebliche Rückwirkung auf unsere Kenntnis vom Vorhandensein einer Ozonanreicherung in rund 45 km Höhe sein.

Aus der Bildungswärme des Ozons ergibt, sich daß 1 Erg $3{,}362 \cdot 10^{-11}$ g O_3 erzeugt. Anderson[56]) errechnet daraus, daß unter der Annahme, daß nur 5% der einfallenden Energie, die er mit 1 Erg cm^{-2} sec^{-1} außerhalb der Atmosphäre senkrecht zur Erdoberfläche annimmt, zur Ozonbildung verbraucht werden, die Menge des in 1 sec erzeugten O_3 $1{,}681 \cdot 10^{-12}$ g beträgt.

Unter verschiedenen Annahmen kommt er zu dem Ergebnis, daß in 60 km Höhe rund $2{,}969 \cdot 10^{20}$ g . cm^{3} . sec^{-1} erzeugt werden.

Die entsprechenden Zahlen für die verschiedenen Höhen sind die folgenden:

km		10^{-20} g · cm^{-3} · sec^{-1}	
30	70	0,012	1,249
40	80	4,125	0,301
50	90	6,316	0,077
60	100	2,969	0,031

Die Zahlenverhältnisse stimmen gut mit den auf andere Weise ermittelten Höhenlagen der Schwerpunkte der Ozonanreicherung überein. Beobachtete Verschiebungen der Höhenlagen müßten hiernach die Folge von Massenänderungen der Gasschichten oberhalb des Ozonlagers sein.

Aus dem vorliegenden Material ergibt sich daher die Wahrscheinlichkeit, daß zum mindesten ein beträchtlicher Anteil der vorhandenen Ozonmengen in größeren Höhen durch Ultrastrahlung stellaren, zu einem gewissen Teil vielleicht auch interstellaren Ursprungs, erzeugt sein wird; ein weiterer Anteil wird auf direkte ultraviolette Einstrahlung von der Sonne und auf elektrische Feldeinflüsse zurückzuführen sein. Auch bei der Ultrastrahlung stellaren Ursprungs wird ein Teil auf die Sonne zurückzuführen sein.

[56]) W. Anderson, „Über die Bildung des Ozons in den höchsten Atmosphärenschichten", Phys. Ztschr. 30, S. 485: 1929.

Ich erwähnte bereits, daß der Einfluß der durchdringenden Höhenstrahlung (Ultrastrahlung) auf die Ionisation von Heß[57]) und Kohlhörster[58]) durch Ballonaufstiege schon 1911 und 1912 nachgewiesen wurde.

Die Ionisation der durchdringenden Strahlung wurde am Abfall eines geladenen Elektrometers in einem geschlossenen Gefäß gemessen. Die Ionisation nahm mit der Höhe zuerst ab (da am Erdboden radioaktive Substanzen und in den unteren Luftschichten gasförmige radioaktive Emanationen wirksam sind), mit größerer Höhe aber außerordentlich zu, und entspricht damit dem allgemeinen, bereits gezeigten Verlauf der Leitfähigkeit mit der Höhe. In 9,3 km Höhe wurde die von der Ultrastrahlung herrührende Ionisierung bereits mit dem 50 fachen Wert des Betrages am Erdboden gemessen.

Es muß angenommen werden, daß die Ionisierung in gleicher Weise weiter ansteigt, oberhalb der Ozonschichten in etwa 60—80 km sogar noch schneller zunimmt, bis sie ihr Maximum in der sogenannten Heavisideschicht erreicht.

Zuverlässige Werte für die Leitfähigkeit bzw. Ionisation in den Schichten über 10 000 m zu erhalten, ist demnach für die Entscheidung einer ganzen Reihe von Fragen von bestimmender Bedeutung. Wir müssen dabei allerdings berücksichtigen, daß die Leitfähigkeit die verschiedensten Quellen haben kann, so daß sehr oft nur die superponierten Wirkungen der Messung erfaßbar sind. Wie bereits erwähnt wurde, sendet die Sonne infolge der auf ihrer Oberfläche vorhandenen starken elektrischen Felder relativ langsame Elektronenstrahlen in Form elektrischer Ströme aus. Diese werden durch das magnetische Feld der Erde abgelenkt und treffen, da die Erde einen Kugelmagneten darstellt, an den Polen bzw. in den Polgebieten auf. Ob Tag- oder Nachtseite der Erde, ist hierbei, wie die von dem norwegischen Forscher C. Störmer vorgenommene Durchrechnung des Problems zeigt, gleichgültig. Die Elektronenstrahlen können um die Erde herumgebeugt werden und auf der Nachtseite auftreffen; diese Elektronenstrahlen sind Ursache der Nordlichterscheinungen. Theorie und Versuch zeigen um den Äquator herum eine elektronenfreies Ringgebiet mit scharfer Grenzfläche.

Für uns ergibt sich hieraus die überaus wichtige Feststellung, daß sich — in Parallelität mit dem Vorkommen von Ozon — von der Sonne herrührende Elektronenschichten vorwiegend in den Polargebieten finden und daß die äquatorialen Gegenden nicht nur völlig frei von diesen Elektronenschichten sind, sondern daß dort die Grenzen auch sehr scharf ausgebildet sind.

[57]) F. Hess, Phys. Ztschr. 13, S. 1084; 1912.

[58]) Kohlhörster, Phys. Ztschr. 14, S. 1066 und 1153; 1913.

Die Entstehung von Elektronenschichten (leitenden Schichten) infolge anderweiter Ursachen, z. B. sehr schneller, kurzwelliger Ultrastrahlen, die infolge ihrer hohen Geschwindigkeit nicht von dem relativ schwachen magnetischen Feld der Erde abgelenkt werden, und daher überall auf der Erde radial einfallen müssen (falls sie nicht infolge anderweiter kosmischer Geschehen aus besonderen Gegenden des Weltenraums herrühren) ist damit natürlich nicht ausgeschlossen, im Gegenteil sogar wahrscheinlich. Über ihre spezifische Natur lassen sich vorläufig nur Vermutungen anstellen. Die näheren Beziehungen müssen noch aufgedeckt werden, wozu sich voraussichtlich das Studium der Ausbreitung der elektrischen Wellen, insbesondere der Kurzwellen, besonders eignen wird.

Infolge der Vielseitigkeit der Verknüpfungen und der Mangelhaftigkeit des bisherigen Forschungsergebnisses in größeren Höhen sind wir von der Möglichkeit, bestimmte Näherungshypothesen aufstellen zu können, noch weit entfernt.

Viel ist mit den bisherigen Ergebnissen einstweilen nicht anzufangen, sie zeigen uns aber immerhin, daß diese Forschungen mit größerem Nachdruck aufzunehmen sind. Hoffentlich gelingt es bald, leichtere Meßgeräte in größere Höhen zu bekommen und wenigstens erst einmal Temperaturmeßgeräte zur direkten Temperaturmessung in den Höhenlagen der Ozonschichten zu bringen[59]).

Ohne Hinaufstoßen in die höheren Schichten der Atmosphäre sind wir auf Vermutungen angewiesen, die uns auch zu größter Zurückhaltung bei der Bewertung der Ozonmessungen und des Einflusses der Ozonschichten auf die Wetterbildung zwingen.

Es ist hier noch auf die Möglichkeit der Heliumbildung oberhalb der Ozonschichten hinzuweisen, u. zw. ebenfalls als Folge der durchdringenden Höhenstrahlung (Ultrastrahlung). Neben Wasserstoff (H) mit der Ordnungszahl 1 rangiert Helium (He) mit der Ordnungszahl 2, Sauerstoff (0) mit der Ordnungszahl 8, d. h. bei einem neutralen Heliumatom schwingen zwei negative Elektronen, denen zwei positive Kernladungen entsprechen. Sauerstoff besitzt entsprechend acht positive Kernladungen in seinem Atom vom Atomgewicht 16.

Im Gegensatz zu den H-Atomen, die sich leicht, u. zw. unter Abgabe von Energie, also mit positiver Bildungswärme vereinigen und daher ein beständiges Molekül bilden, ist die Bildungswärme des Heliummoleküls negativ, d. h. zwei Heliumatome könnten sich nur unter Energiezufuhr zum Molekül vereinigen. Daraus ergibt sich die Unbeständigkeit des Heliummoleküls bzw. die Einatomigkeit des Heliums.

---

[59]) Die von Geh. Hergesell in Lindenberg durchgeführten Arbeiten zur Schaffung eines neuen Höhenmeßgeräts in Form einer sogen. Radiosonde erscheinen hierfür aussichtsreich. Vgl. hierzu; P. Duckert und B. Thieme, „Neue radiometeorographische Methoden", Beiträge zur Physik d. fr. Atmosphäre XVIII (1), S. 50—67; 1931.

Ebenso haben wir gesehen, daß das Ozonmolekül zu seiner Bildung erhebliche Energiezufuhr gebraucht, also negative Bildungswärme besitzt und daher unbeständig (labil) ist. Es zerfällt unter großer Wärmeabgabe zu Sauerstoff.

Während die üblichen chemischen Bindungsvorgänge sich nur im äußeren Elektronenkreis abspielen, greifen bereits die radioaktiven Erscheinungen[60]) in den inneren Kern des atomalen Aufbaus ein. Die energetischen Vorgänge sind hierbei millionenmal größer als im äußeren Kreis.

Die beim radioaktiven Zerfall herausgeschleuderten α-Teilchen (positive Heliumkerne) besitzen dementsprechend eine große Rasanz, die sie zur Zertrümmerung weiterer Elektronenkreise befähigt.

Wie wir aber gesehen haben, ist der Energiegehalt der Strahlungsquanten der Ultrastrahlung infolge der außerordentlich kleinen Wellenlänge noch weit höher als sogar der der härtesten γ-Strahlen, so daß wir dieser Ultrastrahlung eine außerordentliche Befähigung zur Molekül- und Atomzertrümmerung zusprechen müssen.

Bei dem Eindringen in O-Atome können daher sehr wohl diese zersprengt werden und in ihre Bestandteile aus 4 Heliumkernen zerfallen. Das so gebildete Helium sammelt sich infolge seines relativ geringen Gewichts oberhalb der Sauerstoff- bzw. Ozonschicht. Es muß die obere Grenzschicht der Sauerstoffatmosphäre bilden, da in den tieferen Schichten sich das stark absorbierende, abgesunkene O_3 findet. Das erklärt uns das bereits in der eingangs aufgestellten Übersicht angegebene starke Vorhandensein von Helium in den Schichten über etwa 100—150 km, welches spektralanalytisch bei Nordlichtern nachgewiesen wurde. Infolge der hohen Leitfähigkeit des Heliums kann sich das Vorhandensein der sogenannten Heavisideschicht vielleicht auf Helium zurückführen lassen, wenn auch hierin die Ansichten noch auseinandergehen.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die ursprüngliche Wirkung des Eindringens der Ultrastrahlung in die Atmosphäre durch sekundär ausgelöste Vorgänge gesteigert werden kann. So können beim Helium einzelne, sehr schnelle Elektronen entstehen, die bei den Messungen eine höhere Ionengeschwindigkeit vortäuschen. Nach früheren Versuchen von I. Frank und R. Pohl erhält z. B., wenn Helium von den letzten Spuren beigemengten Sauerstoffs befreit ist, das negative Ion eine sehr große Beweglichkeit, die zur Stoßionisation vollkommen ausreicht. Ist l die freie Weglänge, e die La-

[60]) Helium kommt außer in der oberen Atmosphäre auch in der Erde vor, u. z. in Hohlräumen besonderer Gesteinsarten, die radioaktive Mineralien enthalten. Zuweilen strömt in Naturgasquellen, die häufig an das Vorhandensein von Erdöl gebunden sind, Helium mit anderen Gasen zusammen aus. Solche Quellen in Europa und Amerika enthalten bis zu 6% Helium (Staat Utah, USA.), mit einer Ergiebigkeit bis zu 50 000 cbm im Monat. In Amerika wird die Ergiebigkeit der Quellen insgesamt auf etwa eine halbe Milliarde Kubikmeter geschätzt.

dung des Ions und $\mathfrak{E}$ die Stärke des elektrischen Feldes, so ist die kinetische Energie $= \mathfrak{E}. e. l.$ Die kinetische Energie ist also der freien Weglänge direkt proportional. Die freie Weglänge ist aber dem Druck des Gases umgekehrt proportional, so daß wir in den höheren Schichten der Atmosphäre unbedingt günstige Verhältnisse zur Stoßionisation antreffen. Erfahrungsgemäß sind einige Ionen, die die Stoßionisation einzuleiten gestatten, stets vorhanden; als beschleunigende Kraft tritt das elektrische Feld der Erde auf. Nach obigem muß das Feld bei gleicher Ionisierung dem Gasdruck proportional sein.

Wir hatten bereits gesehen, daß das Elektron im Atomverband durch einkommende Stoßenergie in immer weitere äußere Bahnen geschleudert wird. Bei weiterer Steigerung der Stoßenergie fliegt das Elektron jedoch so weit nach außen, daß es dem Anziehungsbereich des positiven Atomkerns entzogen wird und nicht mehr in seine alte Bahn zurückspringt. Es tritt dann natürlich auch kein Freiwerden von Strahlungsenergie und damit auch keine Spektrallinie mehr auf. Es ist ein freies Elektron entstanden, und das verbleibende Atom ist nicht mehr elektrisch neutral, sondern positiv geladen. Durch Stoßionisierung ist ein Ion entstanden. War das Atom bereits „angeregt", so ist zur Ionisierung natürlich nicht mehr die volle Energie erforderlich, sondern eine geringere. Es kann im übrigen auch die an sich kurze Verweilzeit eines angeregten Atoms durch Aufnahme von Strahlungsenergie benachbarter Atome (Resonanzstrahlung) verlängert sein.

Vereinigen sich ein positives Ion und ein freies Elektron wieder zu einem neutralen Atom, so wird die dabei freigewordene Bewegungsenergie in Wärme- bzw. Lichtstrahlung umgesetzt, wobei dann allerdings kein scharfes Linienspektrum entsteht wie bei dem sogenannten Stoßleuchten.

Bei einem Zusammenstoß Elektronen — Atom sind somit zwei Arten der Wechselwirkung möglich:

1. Das Gesamtsystem Atom + Elektronen hat keinen Verlust an Gesamtenergie (elastischer Stoß), das Elektron gibt jedoch kinetische Energie an das Atom ab, und zwar um so mehr, je leichter dieses ist,
2. die kinetische Energie des Elektrons wird in Anregungsenergie umgesetzt, oder es tritt z. T. Ionisation ein. In jedem Falle wird aber die kinetische Energie des Gesamtsystems herabgesetzt (Strahlung, Austritt freier Elektronen).

Hierbei ist noch zu beachten, daß der Wirkungsquerschnitt eines Moleküls, bzw. Atoms, d. h. der Querschnitt, der gegenüber Elektronen verschiedener Geschwindigkeit wirksam wird und in irgendeiner Weise — ablenkend, festhaltend (energieverzehrend) oder geschwindigkeitsmindernd — ebenfalls jeweils eine Funktion der Elektronengeschwindigkeit ist und im allgemeinen mit dieser

zunimmt. Auch hierin liegt eine erhöhte Wirkung bei Einfall der Ultrastrahlung begründet.

In den oberen Schichten der Atmosphäre, wo noch sehr kurzwellige, energiereiche Komponenten der einfallenden Strahlung vorhanden sind, erfolgt daher erhebliche Energiebindung, verbunden in den obersten Schichten mit Spaltung der Atomkerne (Heliumbildung) und erheblicher Ionisation in den tieferen Schichten. Weiter unten, bei genügendem Vorhandensein von Sauerstoff, tritt Ozonbildung ein.

Das infolge seiner Schwere absinkende Ozon gelangt in wärmere Schichten und zerfällt hier in steigendem Maße, wobei, wie früher gezeigt wurde, erhebliche Bildungswärme frei wird und zur weiteren Steigerung der Temperatur des absinkenden Gases beiträgt. Nach einiger Zeit stellt sich dann infolge des dadurch auftretenden Aufstieges und der Vermischung mit der unten befindlichen kalten Luft ein Gleichgewichtszustand her, der die Ausdehnung des Ozonlagers über einen gewissen Tiefenraum sichert.

Innerhalb der Ozonschichten müssen daher mit großer Wahrscheinlichkeit ständige Umschichtungen in vertikaler Richtung vor sich gehen, die allein aus innermolekularen Vorgänge herrühren.

Da diese Vorgänge in Relation zu den wechselnden Einstrahlungen stehen, müssen sie in ihrer Mächtigkeit auch einen Einfluß auf tieferliegende Schichten ausüben.

Die Umschichtungen in vertikaler Richtung müssen dementsprechend unter gewissen Voraussetzungen sich aber auch in horizontaler Richtung auswirken, so daß der Gesamtzustand der Atmosphäre, vor allem bei der relativen Bodennähe der Ozonschicht, auch der Troposphäre mit größter Wahrscheinlichkeit von den Vorgängen in der Ozonschicht beeinflußt wird, abgesehen davon, daß diese Schicht eine erhebliche Rückwirkung auf die Wärmewirtschaft unserer Erdkugel haben wird, da sie die von der Erde ausgehenden langwelligen Wärmestrahlen zur Erde zurückreflektieren muß.

Die von Duckert[61]) auf Grund des Wienschen Verschiebungsgesetzes und des zweiten Hauptsatzes der Thermodynamik rechnerisch angenommene Temperatur der Ozonschicht in etwa 40 km Höhe von etwa + 37° Celsius erscheint hiernach, unter Berücksichtigung aller Faktoren, für unsere Anschauungen durchaus tragbar, um so mehr, als sie durch Ergebnisse aus Messungen der Schallausbreitung gestützt wird.

Entgegen steht der Annahme einer so hohen Temperatur die Tatsache, daß die sogenannte Ozonschicht sich in Wahrheit über einen

[61]) P. Duckert, Messungen des Ozongehalts über Lindenberg, Beiträge z. Physik d. fr. Atm. XIV. (4), S. 237; 1928. Vgl. auch die theoretische Untersuchung von Gowan, „The effect of ozone on the temperature of the upper atmosphere“
Proc. Royal Soc., A, 120, S. 655: 1928.

Vertikalraum von mehr als etwa 30 km erstrecken muß, in dem nennenswerte Ozonmengen vorhanden sind, und daß Ozon in diesem großen Raume prozentual immer noch in nur ganz geringen Mengen vorhanden ist. Auch ist nicht ganz verständlich, warum das sonst sehr leicht bei Zimmertemperatur und normalem Druck zerfallende Ozon sich in den hohen Schichten der Atmosphäre bei + 37° Celsius so ausgezeichnet hält, es sei denn, daß diese Konstanz der Abwesenheit von Wasserdämpfen zugeschrieben wird. Zerfällt aber das Ozon bei + 37° Celsius, wie wir es einstweilen noch annehmen müssen auf Grund der bisherigen Erfahrungen, so setzt das zugleich eine ganz ungeheuer umfangreiche Bildung von Ozon in den oberen Schichten voraus, dem aber die chemische Grundlage, nämlich das Vorhandensein genügender Mengen von Sauerstoff, zu fehlen scheint.

Unter der Annahme, daß wesentliche vertikale Verschiebungen in der Stratosphäre innerhalb der gemessenen Ozonschicht nicht stattfinden, ließe sich aus kurzzeitigen Änderungen der Schichtdicken die Energie berechnen, die zur Bildung des jeweiligen Mehr an Ozon erforderlich ist.

Wir haben vorne gesehen, daß 1 mm äquivalente O_3-Schicht je qm ein Gewicht von 0,00214 kg hat, oder umgerechnet das Gewicht

$$2{,}14 \cdot 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \quad \text{ist.}$$

Da wir weiter sahen, daß zur Bildung eines Gramm-Molekül O_3 rund 34 100 cal erforderlich sind, $4189 \cdot 10^4$ Erg eine cal darstellen, 1 Erg also $1{,}14 \cdot 10^{-11}$ g O_3 erzeugt, sind zur Bildung von 1 mm äquivalenter Ozonschicht $\frac{2{,}14 \cdot 10^{-4}}{1{,}14 \cdot 10^{-11}}$, also 19 000 000 Erg · cm^{-2} oder $1900 \cdot 10^4$ Erg · cm^{-2} notwendig. Unter Berücksichtigung, daß nur ein Bruchteil der eingestrahlten Energie zur Wirkung gelangt, da sie auch von den anderen vorhandenen Gasen absorbiert wird, und daß nur bestimmte Wellenlängen ozonbildend wirken, und auch von diesen nur ein bestimmter Prozentsatz (etwa 10%) im Sauerstoff zur Ozonbildung verwendet wird, kommen wir zu der Annahme, daß etwa der 20fache Wert eingesetzt werden kann.

Die äquivalente Ozonschicht von 1 mm wäre somit durch einen Energiestrom von rund $40\,000 \cdot 10^4$ Erg · cm^{-2} erzeugt, also durch etwa 20 cal · cm^{-2}.

Die Solarkonstante wird mit 2 cal · cm^{-2} pro Minute angenommen. Eine nächtliche Änderung des Ozongehalts um etwa 0,89 mm, wie sie Chalonge[62]) beobachtet hat, also während einer Zeitdauer von rund 480 min, würde 0,04 cal · cm^{-2} · min^{-1} für die zusätzliche Einstrahlung ergeben, woraus der der Solarkonstante entsprechende Wert für die Einstrahlung auf 0,8 cal · cm^{-2} · min^{-1}

[62]) Chalonge, „Etude de la couche d'ozone de la haute atmosphère pendant la nuit", C. R. Acad. Sc. 186, S. 446; 1928.

außerhalb der Atmosphäre anzusetzen wäre, also nicht ganz den dritten Teil der Solarkonstante betragen würde.

Die Höhenstrahlung besitzt nun nach Gerasimovic[63]) nur einen Energiestrom von etwa 10^{-5} Erg · cm^{-2} · sec^{-1}, während die obige Einstrahlung etwa $54{,}46 \cdot 10^{4}$ Erg · cm^{-2} · sec^{-1} entsprechen würde, also außerordentlich viel größer wäre.

Es bleibt demnach nur übrig anzunehmen, daß die Höhenstrahlung sekundäre Wirkungen auslöst, oder daß die Zunahme des Ozons eine scheinbare ist, z. B. derart, daß am Tage die destruktive Wirkung der Sonneneinstrahlung überwiegt und nachts infolge thermischer Einflüsse horizontale und vertikale Verschiebungen der atmosphärischen Gasmassen stattfinden.

Rein rechnerisch kommen wir aber auf diese Weise den Zusammenhängen viel näher und können zu gleicher Zeit Rückschlüsse aus den Verhältnissen bei Strahlungsgleichgewicht ziehen, so daß die resultierende Wirkung ermittelt werden kann.

Aus den obigen Zahlenwerten läßt sich auch entnehmen, daß die sprunghaften Änderungen im Ozongehalt, die mit der Wetterlage in der Troposphäre zusammenhängen sollen, einstweilen keine reale Grundlage besitzen, daß vielmehr vertikale Verlagerungen die Ursache sein müssen. Das gilt insbesondere für die später noch behandelten Zusammenhänge der Ozondichte mit der Annäherung von Cyklonen und Anticyklonen.

Eine der wichtigsten Ermittlungen ist daher die der wahren Temperaturen in den Höhen der stärksten Ozonanreicherungen. Die theoretischen Ableitungen der Temperatur aus Einstrahlung, Absorption, chemischen Umsetzungen und energetischen oder thermischen Prozessen in der Ozonschicht oder deren Umgebung erfassen bisher doch nur einen Teil der Möglichkeiten und sehr komplizierten Vorgänge. Wir stehen am Anfang der Erkenntnis.

So glaubhaft daher derartige theoretische Ableitungen im ersten Augenblick zu sein scheinen und so starke Stütze sie in Deduktionen aus anderen Untersuchungen offenbar finden, so scheint mir doch stete, höchste Kritikbereitschaft gerade in diesem Punkt besonders gerechtfertigt zu sein.

Rein wärmetheoretische Überlegungen lassen den Schluß zu, daß sich eine Schicht mit einer Temperatur, die relativ zur Umgebung so außerordentlich hoch ist, dem wärmekapazitiven Fassungsvermögen des Ozonanteils nach kaum halten kann.

Bis daher die Ermittlungen nicht ausgiebig, insbesondere durch Messungen gestützt sind, werden wir die Annahme derartiger Tempe-

[63]) B. P. Gerasimovic, Proc. Americ. Acad. of arts and sciences, 62, S. 184; 1927.

raturschichten noch als Hypothese betrachten müssen[64]). Bei den Fragen der Ozonentstehung komme ich kurz darauf zurück.

Können wir nach vorstehendem ein uns einstweilen nahezu befriedigendes und einigermaßen klares Bild über die Vorgänge der Ozonbildung in den höheren Schichten der Atmosphäre machen, so würde theoretisch aus obigem eine ständig anwachsende Heliummenge in den obersten in Betracht kommenden Schichten der Atmosphäre auf Kosten des oben vorhandenen Sauerstoffs folgen. Wann und aus welchen Ursachen ein Gleichgewichtszustand in der Heliumbildung erreicht wird, bzw. ob ein Zerfall dem Entstehen die Waage hält, ist z. Zt. unbekannt. Immerhin erhält durch obige Annahmen unser Bild von dem Zustand der höheren Schichten der Atmosphäre eine gewisse Abrundung.

2. Ozonerzeugung durch elektrische Entladungen.

Wir haben im vorstehenden die Ozonerzeugung infolge Strahlung, sei es nun reine Ultraviolett- (Sonnen-) Strahlung, sei es Höhen- (Ultra-) Strahlung, mit ihren Nebenerscheinungen betrachtet.

Für das Vorkommen von Ozon in großen Höhen können wir diese Entstehung durch Strahlung als die Hauptursache ansehen.

Es bleiben aber noch weitere Möglichkeiten der Entstehung übrig, vor allem die durch elektrische Entladungen bzw. atmosphärisch-elektrische Spannungsvorgänge, wenngleich in vielen Fällen auch hierbei wieder Strahlung als eigentliche Ursache anzusehen sein mag, während die Entladungsvorgänge selbst nur die Einleitung des Prozesses bewirken.

Starke elektrische Kraftfelder, die schließlich zu Entladungen oder entladungsähnlichen Vorgängen in der Atmosphäre Veranlassung geben können, werden überall dort auftreten, wo wir mit Lageänderung vorhandener oder infolge Reibung entstehender Felder gegeneinander zu rechnen haben. Das ist also vorwiegend in den unteren Schichten der Atmosphäre, der Troposphäre, aber bedingt sicherlich auch in der Stratosphäre, der Fall.

Das Auftreten einer Entladung setzt voraus, daß stark betonte Grenzschichten zwischen zwei als Elektroden wirkenden Gebieten verschiedener Polarität vorhanden sind, da sonst der Ausgleich im Wege stillen, stetigen Ionenflusses erfolgen würde.

Entsprechend der Ionentheorie von Townsend[65]) können wir annehmen, daß aus einem negativ geladenen Gebiet aus irgendeinem Grunde, z. B. infolge Einstrahlung, negative Elektrizitätsteilchen austreten mögen. Das Feld zwischen den entgegengesetzt geladenen

[64]) Falls die Absorptionsbanden des Ozon durch Temperatur beeinflußt werden, ließe sich vielleicht, nach einem Vorschlag von R. Ladenburg, Berlin, auf der Ozonkonferenz Paris 1929 die Temperatur der wirksamen Ozonschicht aus spektralen Messungen abschätzen.

[65]) Phil. Mag. 6, 598: 1903.

Gebieten sei so stark, daß sofort Stoßionisation eintritt, die so entstandenen Teilchen aber keine Zeit zur Wiedervereinigung finden, da das Feld sofort alle Teilchen an die Quasielektrode entgegengesetzten Vorzeichens befördert, so daß ein gewisser Strom fließt.

Da fortwährend durch Stoßionisation neue Teilchen erzeugt werden, wächst die an die (Quasi-) Anode gelangende Zahl exponentiell mit der zwischen den beiden Ladungsgebieten liegenden Weglänge. Treten aus dem negativen Gebiet pro sec n_o negative Teilchen aus, und ist p die Zahl der auf einer gewissen Wegstrecke je Sekunde erzeugten negativen Teilchen, und bildet ferner jedes negative Ion auf jeden Zentimeter seines Weges α neue Ionen, so wächst bekanntlich p für eine Schichtdicke dx um

$$dp = \alpha\,(n_o + p)\,dx,$$

da $n_o + p$ negative Ionen in jeder Sekunde durch die Schicht hindurchwandern.

Integriert man zwischen O und dem Gesamtabstand a, so ergibt sich die Gesamtzahl aller zwischen den Ladungsgebieten in 1 sec erzeugten negativen Ionen zu

$$n = n_o + p_a = n_o \cdot e^{\alpha a}.$$

n ist hierbei dem fließenden Strom I proportional und setzt sich aus n_o in der Sekunde aus dem negativen Ladungsgebiet austretenden und p_a zwischen den Ladungsgebieten über die Strecke a erzeugten negativen Ionen zusammen.

Es wurde nun gefunden, daß die Stromstärke I (außer bei kleinen, nur wenige Millimeter betragenden Abständen, die hier außer Betracht bleiben) schneller zunimmt, eine Erscheinung, wonach offenbar bei hohen Spannungen auch positive Ionen an der Ionenerzeugung nicht unerheblich beteiligt sind. Ist die Zahl der entsprechend erzeugten positiven Ionen β, so ergibt sich als Gesamtzahl der gebildeten Ionen beiderlei Vorzeichens

$$n = \frac{n_o\,(\alpha - \beta) \cdot e^{(\alpha - \beta)\,a}}{\alpha - \beta \cdot e^{(\alpha - \beta)\,a}}$$

Rechnung und Experiment ergaben übereinstimmend, daß die negativen Ionen vielmals leichter stoßionisieren ($\alpha = 5{,}25$, $\beta = 0{,}0141$) als positive Ionen.

Wird $\beta \cdot e^{(\alpha - \beta)\,a}$ gleich α, so wird der Nenner unendlich klein und somit $I = \infty$ für

$$a = \frac{\log \alpha - \log \beta}{\alpha - \beta},$$

das heißt es entsteht Funkendurchschlag.

Hierbei findet der Ladungsausgleich gewaltsam auf einer eng begrenzten, schlauchförmigen Bahn statt; von einer Zertrümmerung werden daher nur die unmittelbar in der Bahn liegenden Gasteilchen

erfaßt. Die ozonerzeugende Wirkung des Funkenüberschlags selbst ist also nur eine beschränkte, wenn zu ihr auch die Wirkung der vom Funken ausgehenden ultravioletten Strahlung hinzukommt.

Die ionisierende, ozonerzeugende Wirkung wird daher kurz vor dem Durchschlag, wo sich die Feldwirkung noch über den ganzen breiten Raum zwischen den Ladungsgebieten erstreckt, als größer angesehen werden müssen.

Da sich Wasserdampf bekanntlich leichter an negativen als an positiven Ionen kondensiert und wir wissen, daß viel mehr negative als positive Ionen erzeugt werden, so bilden sich unter gegebenen Verhältnissen negativ geladene Wolkenschichten sehr leicht aus. Nach den Untersuchungen von H. Köhler ist die Vermutung, die die Elektrophysik nahelegte, zur Gewißheit geworden, daß nämlich die Nebeltröpfchen in ihrer Größe einem Ion als Kondensationskern zugeordnet sind, also ebenfalls gewissermaßen ein Elementarquantum besitzen, und somit die Vergrößerung eines Nebeltröpfchens nicht progressiv, sondern sprungweise, in Quanten, erfolgt.

Diese Vereinigung kann nach den früher entwickelten Anschauungen nur erfolgen, wenn die einseitige Ladung des Kondensationsions beseitigt oder neutralisiert worden ist, da sich sonst die mit einer Ladung gleichen Vorzeichens behafteten Nebeltröpfchen statisch abstoßen würden. Massenanziehungskräfte und elektrostatische Abstoßungskräfte müssen sich hierbei die Waage halten, falls nicht die entstandene Wolke durch äußere, dynamische Ursachen zusammengehalten wird, da sonst die kondensierten Wasserteilchen in alle Richtungen auseinandereilen würden.

Wir haben nun früher gesehen, daß sich in der Atmosphäre aus dem Stickstoff und Wasserdampf der Luft Ammoniak bildet, der seinerseits, falls Ozon vorhanden ist, Ammoniumnitrit ($N H_4 N O_2$) und Ammoniumnitrat ($N H_4 N O_3$) erzeugt, die vorzügliche Kondensationskerne abgeben[66]). Durch Einwirkung von Säuren[67]) wird den Partikeln ihre Ladung genommen, das Nebeltröpfchen wird neutral (isoelektrischer Punkt) oder gar entgegengesetzt elektrisch geladen. In jedem Falle koagulieren die Nebeltröpfchen zu einem multiplen Vielfachen miteinander. Bekannt ist, daß der Fortfall der Ladung bei Ausgleich der Spannungen infolge Funkenüberschlags (Blitz) sofortige Koagulation der Wassernebeltröpfchen bewirkt, d. h. nach einem Blitz beobachten wir plötzlich verstärkten Regen. Aus der mehr gefallenen Regenmenge muß sich mit einer gewissen Annäherung die Elektrizitätsmenge, die den Blitz gebildet hat, berechnen lassen.

Vereinigen sich zwei mit gleichartiger Ladung behaftete Nebel-

[66]) Vgl. auch A. Schmauß und A. Wigand, „Die Atmosphäre als Kolloid", Berlin 1929.

[67]) Lenard hat früher gezeigt, daß durch ultraviolettes Licht in stark verdünnter Luft durch Spuren nitroser Gase aus dem Ammoniakgehalt der Luft auf chemischem Wege Kondensationskerne entstehen.

tröpfchen zu einem größeren Tropfen, so verkleinert sich gegen früher die Gesamtoberfläche. Die Spannung muß daher ansteigen, und es können schließlich sehr große Potentialdifferenzen entstehen. Wie gezeigt wurde, ist aber eine derartige Form der Vereinigung unwahrscheinlich, da zuvor die Ladung neutralisiert sein müßte. Es ist ohne weiteres klar, daß beim Zusammenfließen nach erfolgter Neutralisierung die Ladung eher kleiner sein muß als vorher. Die Neutralisierung kann aber bei Annäherung des Wolkengebildes an andere, elektrisch geladene Gebilde aufgehoben werden, und wir bekommen dann plötzlich sehr hohe Spannungen, die zur Glimmentladung oder zum Durchschlag führen können.

Ein sehr wesentlicher Faktor für die Ozonerzeugung ist auf jeden Fall die Glimmentladung. Die Apparate zur elektrischen Erzeugung von Ozon beruhen auf dieser Eigenschaft elektrischer Entladungen. Vermutlich wird hier die starke Wirkung erreicht durch die Vielzahl der Faktoren, nämlich Stoßionisierung, ultraviolettes Licht und große Oberflächenwirkung der Vielheit der Entladungswege auf den großen Entladungsraum. Als Beweis hierfür kann gelten, daß die Wirkung sich z. B. bei Wechselstromentladung mit der Frequenz steigert und daß der Einfluß der Stoßionisierung sich dadurch erhöhen läßt, daß die Luft an den Entladungselektroden bewegt wird.

Charakteristisch für den Verlauf der Glimmentladung ist das Kathodengefälle, d. h. der Spannungssprung an der Kathode, ohne den das Einsetzen der Ionisierung, und damit der Entladung, nicht möglich ist. Es ist wesentlich, zu beachten, daß das Kathodengefälle vom Gase, in dem die Entladung stattfindet, genau so abhängig ist, wie vom Material der Elektroden, völlig unabhängig dagegen vom Druck des Gases, und von der Stromstärke.

Nach Warburg, Capstick, May und Defregger wurden z. B. folgende Werte gefunden:

in	N	H	He	O_2
für Pt	232	300	160	369
Mg	207	168	125	310
Na	178	185	80	—
K	170	172	69	—

Wir sehen also, daß besonders Sauerstoff zu sehr hohen Werten neigt, Helium dagegen zu sehr niedrigen. Selbst Anwesenheit von Spuren von O_2 vermögen das sogenannte Kathodengefälle stark zu erhöhen, was allerdings bei Anwesenheit von Wasserdampf verhindert wird.

Die Vorgänge sind also noch recht kompliziert und wenig geklärt, und wir vermögen vorerst daraus nur zu entnehmen, daß die Möglichkeit zur Entstehung hoher Ladungsspannungen bei Anwesenheit von Sauerstoff gegeben ist.

Daß Ozon bei den Entladungen erzeugt wird, wissen wir nicht nur aus eigener Erfahrung durch Feststellung des Ozongeruchs, sondern

auch daraus, daß beim Funkendurchgang durch ein mit flüssiger Luft gekühltes Entladungsrohr Ozon sich als tiefdunkelblaue Flüssigkeit abscheidet. Fraglich ist hierbei immer nur, in welcher Größenordnung hieran die Wirkung ultravioletten Lichts, und in welchem Grade die rein elektrische, gewaltsame Spaltwirkung der Entladung auf die Sauerstoffmoleküle (elektrische Polarisierung) beteiligt ist. Warburg hat früher festgestellt, daß Ozon durch Entladungen sowohl erzeugt wie auch zerstört wird, und zwar beides für eine bestimmte Entladungsstromstärke bis zu einem Grenzwert. Wir können hierin also unschwer zwei Ursachen für die Ozonbildung erkennen, deren Maximaleffekt an verschiedenen Stellen liegt. Die Resultante ist somit in Abhängigkeit von verschiedenen Faktoren. Die desozonisierende[68]) Wirkung der Entladungen nimmt mit tieferer Temperatur nach Warburgs Feststellungen ab, d. h. wir dürfen annehmen, daß der natürliche Zerfall des Ozons durch Wärme dann immer mehr zurücktritt unter atmosphärischen Verhältnissen und das durch Entladungen erzeugte Ozon sich daher bei tieferen Temperaturen anreichert.

Es ist dabei noch zu beachten, daß die Anwesenheit von Wasserdämpfen den Zerfall von Ozon sehr beschleunigt. Daher ist es einleuchtend, daß in den tieferen, wärmeren Schichten der Atmosphäre mit ihrem Wasserdampfgehalt, Ozon nur noch in verringertem Maße anzutreffen sein wird, wie es in der Tat auch beobachtet wird. Tritt Ozon unten, in der Troposphäre auf, so wird es nur unter ganz besonders günstigen Verhältnissen auf ein langes Lebensalter zurückblicken können; zumeist wird es kurz vorher erzeugt sein, sei es durch elektrische Entladungen, sei es auf dem Wege über die Sauerstoffumwandlung von Pflanzen, wobei aber auch, da das Vorkommen zum größten Teil mit sogenannten „trockenen" Wäldern (Kiefern) verbunden ist, elektrische Ursachen nicht ganz von der Hand zu weisen sind. Alle Umstände lassen jedoch vermuten, daß die Ozonerzeugung in den oberen Schichten der Troposphäre infolge stiller, breitfrontiger elektrischer Entladungsvorgänge[69]) eine recht erhebliche ist und nur

[68]) Als sonstige Ursachen für den Ozonzerfall kommen die folgenden in Betracht, die später noch eingehender besprochen werden:

a) Einwirkung von Sonnenstrahlen der Wellenlängen zwischen 3300 Å und 2200 Å,

b) Reduktion durch hydrogene oder andere oxydierbare Gase in der Atmosphäre (die z. T. Nebenprodukte beim Durchgang elektrischer Entladungen durch die atmosphärischen Gase sein können),

c) der normale thermische Zerfall, und endlich

d) katalytische Wirkung an der Oberfläche von Staubpartikeln oder Kernen in der Atmosphäre.

[69]) Die Ionisierungs-Spannung, d.h. das Potentialgefälle, das ein Elektron mindestens durchlaufen haben muß, um im elektrischen Feld eine solche Beschleunigung zu erhalten, daß es beim Auftreffen auf ein Atom ein Elektron

deshalb nicht so stark in Erscheinung tritt, weil die Zerfallskomponente ebenfalls fast stets einen außerordentlich hohen Wert hat. Bei gewissen Wetterkonstellationen muß jedoch dieser restierende Ozonwert ebenfalls bemerkbare Werte annehmen, insbesondere also bei tieferen Temperaturen, Ausbildung bestimmter Wolkenformen, und aufsteigenden Luftströmungen, also zyklonalen Wetterlagen. Es ist dann mit einer Anreicherung an der Grenze der Troposphäre und Stratosphäre zu rechnen; ich befinde mich hier in Übereinstimmung mit Duckert[70]), der ebenfalls zu dem Schlusse kommt, daß an der Stratosphärengrenze eine zweite Ozonschicht vorhanden sein muß: ich glaube allerdings hinzufügen zu können, daß diese zweite, angereicherte Ozonschicht nach meiner Auffassung aus zwei Teilen bestehen wird: einem Teil, der aus der Troposphäre stammt, größtenteils durch elektrische Entladungen erzeugt ist, in den obersten Lagen der Troposphäre verbleibt und dort in gewissem Sinne ein selbständiges Dasein führt, und einem Teil, der aus den oberen und mittleren Schichten der Stratosphäre abgesunken ist, bis er die Grenzströmungen zwischen Stratosphäre und Troposphäre erreichte, vorwiegend infolge von Einstrahlung entstanden und seinem Werte der relativen Schichtdicke nach nicht sehr erheblich von der Zwischenschicht zum oberen, eigentlichen Ozonlager verschieden ist. Ich halte es sogar für wahrscheinlich, daß unter gewissen Verhältnissen der Schwerpunkt des oberen Ozonlagers soweit herabsinken kann, daß das obere Stratosphärenlager mit dem unteren Stratosphärenlager praktisch zusammenfällt; das wird z. B. bei günstigen Lebensbedingungen für das absinkende Ozon in den tieferen Schichten, also bei großer Kälte, der Fall sein.

Beide Teile dieser zweiten, tieferen Ozonschicht stoßen also zwar räumlich zusammen, sind aber vermutlich ihrem Äquivalenzwert nach verschieden und stehen wohl auch gegeneinander (mit Ausnahme etwaiger Strahlungseinflüsse) in ziemlich geringer Wechselwirkung.

Die starke Schlierenbildung bzw. den Sprung in der optischen Dichte, der so häufig beim Eintauchen von Pilotballons in die Stratosphäre beobachtet wird, führe ich außer auf strömungstechnische Wirkungen ebenso wie Duckert (l. c.) vorwiegend auf diese zweite Ozonanreicherung zurück.

---

herauszuschlagen vermag, so daß das vordem neutrale (oder neutralisierte) Atom als positives Ion zurückbleibt, beträgt bei Helium 24,6 Volt.

Die Ionisierungsarbeit ist also durch die minimale, zur Atomzertrümmerung benötigte kinetische Energie des Elektrons gegeben. Die Möglichkeit der Entstehung derartiger Felder ist nicht nur in der Troposphäre, sondern durch Ladungserscheinungen und Spannungsgefälle auch für die hier in Frage kommenden unteren Schichten der Stratosphäre durchaus vorhanden.

[70]) P. Duckert, „Zur Erforschung der höheren Atmosphärenschichten", Ztschr. f. Geophysik 5 (8) S. 383, 1929, und „Zum Ozongehalt der freien Atmosphäre", Meteorol. Ztschr. 12, S. 466: 1929.

3. Ozonerzeugung durch pflanzenchemische Vorgänge.

Bei der Betrachtung des Vorkommens von Ozon in der Troposphäre ist die Entstehung durch rein pflanzenphysiologische Vorgänge bisher stark vernachlässigt worden. Dabei werden ihr, besonders in den nördlichen Breiten mit ihren relativ tiefen Temperaturen, recht erhebliche Mengen Ozon durch Waldungen, insbesondere Kieferwaldungen, zugeführt. Die Zerfallkonstante dieses so erzeugten Ozons ist bis heute leider noch unbekannt, wie denn dieses Gebiet überhaupt forschungsmäßig noch sehr vernachlässigt ist; sicher ist aber, daß sich der Gleichgewichtswert des in dieser Weise erzeugten Ozons unter günstigen Verhältnissen sehr lange halten kann, und offenbar dadurch beständiger gemacht wird, daß das Ozon Neigung zeigt, zu adhärieren[71]) und so seine Lebensdauer erhöht. Jedenfalls wird in letzter Zeit diesem erdgeborenen Ozon etwas mehr Beachtung als bisher gewidmet, und Mitteilungen über Ozonmessungen parallel zur Erdoberfläche, die in letzter Zeit in einigen geeignet belegenen Stationen gemacht wurden, lassen erkennen, daß dabei unerwartet hohe Werte gewonnen werden, die den in der Stratosphäre gemessenen Werten recht nahe kommen[72]).

Wir dürfen annehmen, daß bei geeigneten Wetterlagen ein Teil der Ozonproduktion der Erdoberfläche durch aufsteigende Luftmassen mit nach oben genommen wird. Dort findet es günstigere Bedingungen

---

[71]) Vgl. auch Henriet u. Bonyssy, Meteor. Z. S. 460, 1908, sowie J. Bauer, Meteor. Z. S. 372: 1912.

[72]) Zum Anhalt werden hier noch einmal die Bodenwerte für die Zusammensetzung der Luft nach Ramsay (Proc. Roy. Soc. A, 80, S. 599, 1908) gegeben:

	Sauerstoff	Stickstoff	Kohlensäure	Argon	Helium
nach Vol.	21.0	78.05	0.03	0.95	0.000 40
nach Gew.	23.2	75.5	0.046	1.3	0.000 056

(Außerdem ist nach Gew. noch 0.028 Krypton und 0.005 Xenon vorhanden.) Vgl. auch den Aufsatz von Götz und Ladenburg, „Ozongehalt der unteren Atmosphärenschichten“ (Naturwiss., 18, S. 373, 1931).

In Bodennähe (300 m ü. M.) werden allerdings nur 0,0022 cm Ozon pro Kilometer in horizontaler Richtung gefunden, übereinstimmend mit Messungen von Buisson, Jausseran und Rouard (Compt. Rend. 190, S. 808, 1930; vgl. auch Buisson und Fabry, Compt. Rend. 192, S. 457: 1931).

Die gleichen Ergebnisse für Amerika erzielten Dawson, Granath und Hulbert, „The attenuation of ultraviolet light by the lower atmosphere“, Physical Rev., 34, S. 136, 1929.

Strutt, „Ultraviolet transparency of the lower atmosphere and its relative poverty in Ozone“. Proc. Royal Soc. 94, S. 260, 1918, kommt zu entgegenstehenden Ergebnissen.

Nach Gewittern wurden größere Werte beobachtet. In Montsouris (Paris) wurden 0.019 mg. m^{-3} im Sommer, 0.013 mg. m^{-3} im Winter gefunden. Damit stimmen auch die Messungen von Topolanski, Meteorol. Ztschr. S. 126, 1916 und von Dorno, Abhdl. d. Preuß. Meteorol. Inst. 6, S. 283, 1919, überein. Einen entgegengesetzten Jahresgang fand Levy, Annuaire de Montsouris, S. 495, 1878.

für seine Erhaltung vor und kann sich unterhalb der Stratosphärengrenze anreichern, was besonders bei zyklonalen Wetterlagen der Fall sein wird.

Von der Erdoberfläche aus vorgenommene Messungen werden also einen Teil dieser Ozonwerte miterfassen, so daß streng genommen eine Berücksichtigung dieses Umstandes bzw. der Standortshöhe bei der Messung für die Auswertung vorgenommen werden muß. Bei den bisherigen Ozonmessungen spielte eine Entscheidung über diese Fragen allerdings noch keine erhebliche Rolle, da die Grundfragen des Ozonvorkommens in der Atmosphäre und seiner Zusammenhänge mit der Wetterbildung selbst noch nicht geklärt erscheinen. Lepage und Colange[73]) haben nachgewiesen, daß der Verlauf der regelmäßigen monatlichen Schwankungen im Ozongehalt der unteren Atmosphärenschichten, wie sie schon in den Beobachtungen früherer Jahre nachgewiesen waren (Beobachtungen des observatoire de Montsouris, 1875—1909, mitgeteilt im annuaire des Observatoriums, 1875—1900, und in den Annales de l'Observatoire municipal, 1900 bis 1909), dem Verlauf der Kurven über die Dicke des Ozonlagers in größeren Höhen grundsätzlich ähneln (vgl. die nachstehende Abbildung 1.)

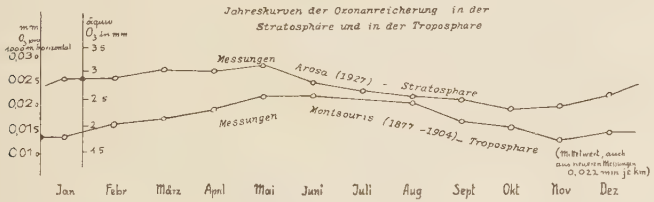

Abb. 1

Die relativ hohen Werte von Montsouris brauchen nicht absolut richtig zu sein, sondern können durch Dunsteinflüsse und sonstige Erscheinungen, die bei früheren Messungen nicht erfaßt wurden, überlagert sein. Ein Zusammenhang ist aber unverkennbar, und erscheint auch durchaus wahrscheinlich, wie später noch eingehender dargelegt wird. Die Werte decken sich auch, wie eingangs schon gezeigt wurde, mit allen anderen Messungen, die hierfür in Frage kommen.

Für die Forschungsarbeit der nächsten Zeit ist zu hoffen, daß die Zusammenhänge der zeitlichen Schwankungen des Ozongehalts der unteren Atmosphärenschichten noch eingehender als bisher, und vor allen Dingen in verschiedenen Höhen und verschiedenen Breiten, zugleich mit dem Verlauf der Ozonanreicherung in der Stratosphäre, erforscht werden.

[73]) Lepage und Colange, „Relation entre les titres en ozone de l'air du sol et de l'air de la haute atmosphère (C. R. Acad. Sc., 189, S. 53, 1929).

III. Kritische Bewertung der Ergebnisse der Ozonforschung.

Nachdem im vorangehenden die Vorgänge in der Atmosphäre bei der Ozonbildung untersucht worden sind, ist es zweckmäßig, im nachfolgenden einmal die hauptsächlichen Ergebnisse der bisherigen Ozonforschungen der Atmosphäre kurz darzulegen, um hieran den Weg zu betrachten, den die weitere Forschung zur Erweiterung unserer jetzigen Erkenntnis und Festigung unserer Begriffe beschreiten soll.

Eine ganz außerordentliche Förderung erfuhren die Ozonforschungen in der Nachkriegszeit durch Dobson und seine Mitarbeiter. Dobson hat die Ergebnisse seiner Forschungen insbesondere in vier Arbeiten[74]) niedergelegt, von denen die vierte die bisherigen Forschungsergebnisse gewissermaßen zu einem vorläufigen Abschluß bringt. Eine neuere, fünfte Arbeit behandelt die Ausdehnung der Messungen auf das bisher noch offene Gebiet, in denen die Quarzspektrographen versagen, also vorwiegend der Messungen bei Dunkelheit, durch Angabe geeigneter Photozellen.

In seinen einleitenden Arbeiten hatte Dobson nachgewiesen, daß eine deutliche Beziehung zwischen dem Wert der Ozonanreicherung und der Art der atmosphärischen Druckverteilung besteht, und zwar haben 6 Stationen im nordwestlichen Teil Europas gleichartige Beobachtungen angestellt, die brauchbare Ergebnisse bezüglich der Verteilung des Ozons bei verschiedener Druckverteilung brachten.

Da jedoch noch keine Beobachtungen der Ozonverteilung über die gesamte Erdoberfläche zu verschiedenen Zeiten des Jahres vorlagen, dehnte Dobson seine Beobachtungen über ein ganzes Jahr aus und ließ mit seinen Instrumenten in den verschiedenen Breiten Beobachtungen anstellen, so daß immerhin heute Werte vorliegen, die einen gewissen Anhalt für die Betrachtung der oben angeschnittenen Fragen bieten, wenn sie auch infolge der nur einjährigen Beobachtungsdauer keinen Anspruch auf große Genauigkeit für die Bewertung im ganzen machen können. Die gewonnenen Daten lassen aber die Hauptmerkmale klar erkennen.

[74]) G. M. B. Dobson und D. N. Harrison, Proc. Royal Soc., A, Vol. 110, 1926.

G. M. B. Dobson, D. N. Harrison und J. Lawrence, Proc. Royal Soc., A, Vol. 114, 1927.

G. M. B. Dobson, D. N. Harrison und J. Lawrence, Proc. Royal Soc. A, Vol. 122, 1929.

G. M. B. Dobson, Proc. Royal Soc., A, Vol. 129, 1930 (mit Bemerkungen von H. H. Kimball und E. Kidson).

Ferner: G. M. B. Dobson, „A photoelectric-spectrophotometer for measuring the amount of atmospheric ozone". Proc. Royal Soc. 43, Part 3, S. 324, 1931.

Beobachtet wurde in

Arosa (Schweiz)	46° 49′ N	9° 40′ E
Table Mountain (Californien)	34° 22′ N	117° 41′ W
Helwan (Ägypten)	29° 50′ N	31° 10′ E
Kodaikanal (Indien)	10° 10′ N	77° 30′ E
Christchurch (Neuseeland)	43° 30′ S	172° 40′ E

Bei der „Italia"-Expedition hatte Prof Pontromoli einen Apparat mitgenommen, der aber durch die Katastrophe des Luftschiffes verloren ging, so daß Beobachtungen aus sehr hohen Breiten leider noch nicht vorliegen; nur in Spitzbergen wurden von Götz mit einem besonderen Instrument 1929 Werte ermittelt, und zwar im Anschluß an seine in Arosa mit einem weiteren Instrument gemachten Beobachtungen.

Um die Einheitlichkeit zu wahren, ließ Dobson sämtliche belichteten Platten nach Oxford bringen und dort entwickeln und auswerten.

Der Verlauf der Ozonverteilung in den einzelnen Breiten ergab sich nach diesen Messungen über das Jahr verteilt gemäß der nachfolgenden Abb. 2,

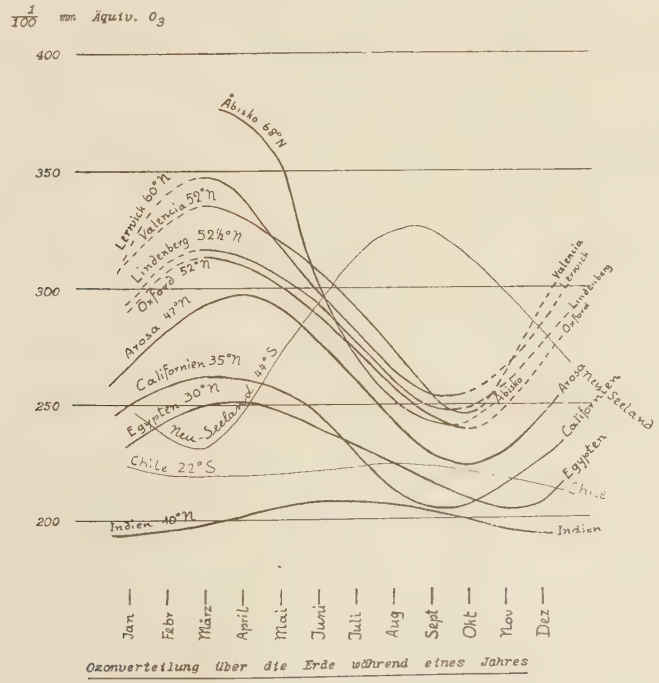

Abb. 2

die Verteilung in den verschiedenen Monaten innerhalb der einzelnen Monate, wie es die nebenstehende Abbildung 3 zeigt.

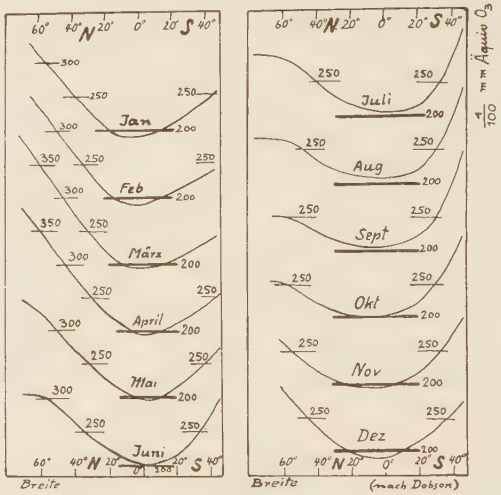

Abb. 3

Wir erkennen hieraus, daß die Ozonwerte in den mittleren und hohen Breiten im Juni etwa den gleichen Wert auf der ganzen Erde zu haben scheinen. Der Wert liegt um 3 mm äquivalente Ozonschichtdicke herum.

Näher dem Äquator zu liegen die Werte niedriger, unter gleichzeitiger Verflachung der Variationen.

Die Gesamtänderung verteilt sich periodisch über das ganze Jahr. Die Variation nach den Breiten ist für die einzelnen Monate sehr deutlich der obenstehenden Abbildung zu entnehmen, wobei die Schichtdicke von 2 mm $\left(\begin{matrix}200\\100\end{matrix}\text{ mm}\right)$ als Bezuglinie gewählt ist.

Am Äquator beginnt die Umkehrung des periodischen Verlaufs. War für die nördliche Halbkugel das Maximum im Frühjahr, das Minimum an Ozon im Herbst, so ist es für die südliche Halbkugel anscheinend nahezu spiegelgleich umgekehrt, und somit in Beziehung zur zenithalen Sonneneinstrahlung über größere Zeiträume hinweg stehend.

An dieser Erscheinung kann nicht achtlos vorbeigegangen werden, da sie uns vermutlich bei Beobachtung ähnlicher Relationen und deren Inbeziehungsetzung den Schlüssel für das Auftreten von Ozon und seine Verbindung mit atmosphärischen Vorgängen geben wird.

Leider ließen sich mit den bisherigen Meßgeräten in den höheren Breiten während des Winters keine Beobachtungen machen, und zwar wegen des auch mittags niedrigen Standes der Sonne und der vorwiegend herrschenden Bewölkung. Doch lassen sich auch aus den bisherigen Ergebnissen, die mit gewisser Annäherung als sich vermutlich jährlich wiederholend eingesetzt werden können, bestimmte Schlüsse ziehen.

Der flache Verlauf der Pendelkurve für die Ozonmenge in den äquatorialen Breiten und deren niedrige Gesamtlage läßt die Annahme zu, daß entweder der Einfluß der Ultrastrahlung, soweit sie maßgeblich an der Ozonerzeugung beteiligt ist, am Äquator gering ist, was mit den früher gemachten Darlegungen über die Elektronenfreiheit des Äquators an einem Kugelmagneten in Übereinstimmung stehen würde, oder die Einstrahlungsverhältnisse zusammen mit dem Gehalt an Feuchtigkeit in den höheren Schichten des Äquators sind bestimmend. Selbstverständlich können auch beide Faktoren zusammenwirken.

Den absoluten Wert dieses Strahlungsfaktors zu ermitteln, ist beim gegenwärtigen Stand der Forschung noch ein Beginnen, das infolge der Unsicherheit der einzelnen Glieder zu falscher Bewertung führen müßte. Für den wesentlichen Einfluß des Strahlungsfaktors sprechen eine ganze Reihe von Gründen. Wir haben gesehen, daß Ozon sich nur bei tieferen Temperaturen hält, und auch nur in relativ trockener Luft, wie wir sie in den höheren Breiten in steigendem Maße finden (in nördlichen Breiten wird zuweilen der Ozongehalt an besonders trockenen Tagen in erdnahen Schichten sogar schon durch den Geruchsinn deutlich wahrnehmbar). Schon in wenig wärmeren Schichten steigt der Zerfall schnell an. Es ist daher sehr wohl denkbar, daß die starke Ultravioletteinstrahlung am Äquator zu einer außerordentlich starken Ozonbildung führt, daß aber die Zerfallkomponente infolge der starken Feuchtigkeit in den unteren Schichten soweit überwiegt, daß als Resultante ein relativ geringer Ozongehalt übrigbleibt. Für den Einfluß des Strahlungsfaktors scheint bei dem flachen Verlauf der Ozonkurven am Äquator vor allem auch die starke Variation der Ozonkurven in den mittleren und hohen Breiten, und besonders der steile Verlauf in den Polargegenden zu sprechen.

Da bei Temperaturen um —40° schon Änderungen um 10° die Lebensbedingungen des Ozons ganz erheblich zu ändern vermögen, ist mit größter Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die Schwankungen im Ozongehalt in den fraglichen Schichten durch Änderungen der Temperaturverhältnisse, die ihrerseits wieder durch Einstrahlung an gleicher oder anderer Stelle mitbestimmt sind, bedingt werden.

Die Wellenlängen zwischen 1300 und 1850 Å spalten den Sauerstoff der Luft und geben Anlaß zur Ozonbildung; die Wellenlängen

zwischen 2300 und etwa 3200 Å (Hartley-Banden) werden vom Ozon absorbiert (mit einem Maximum bei 2550 Å) und bilden dabei Ozon zurück. Es finden sich daher beim Eindringen ultravioletter Strahlung in Sauerstoff und Ozon viel mehr O-Atome vor, die von der Spaltung von O_3 herrühren, als von O_2. Allerdings absorbiert nach den Untersuchungen von Dawson auch O_2 erheblich im Bereich der Wellenlängen zwischen 2100 Å und 2800 Å. Die Folge ist jedenfalls eine außerordentlich starke Erwärmung, die mit der Absorption verbunden ist. Wie wir sahen, werden zudem bei der Spaltung von 1 g O_3 in O_2 und O rund 775 gcal frei, so daß wir unter Berücksichtigung von durchschnittlich etwa 2% Anteil zerfallenden O_3 an der gesamten Gasmenge theoretisch mit einer Temperaturerhöhung der gesamten Gasmenge um rund 80° rechnen müssen, alleine aus der Zerfallwärme.

Da 1 g O_3 rund 775 gcal beim Zerfall entwickelt, würde sich bei einer spezifischen Wärme von rund 0,2 ein Gramm O_3 auf rund 4000° erwärmen (konzentriertes Ozon erweist sich in der Tat als höchst explosiv beim Zerfall), so daß die 0,3 mg cbm O_3, die wir in 50 km Höhe vorfanden und die dort etwa 2% der gesamten Gasmenge ausmachen, Veranlassung geben würden, daß sich die Temperatur der gesamten Gasmenge in dieser Höhe, wie oben angegeben, um etwa 80° C erwärmen müßte. Die bereits erwähnten theoretischen Untersuchungen von Gowan[75]) über den Einfluß des Ozons auf die Temperatur der hohen Schichten der Atmosphäre kommen zu dem Schluß, daß mit sehr bemerkenswerten Temperaturerhöhungen zu rechnen ist. Die Beobachtungen von Whipple, die in dem Bericht über die Pariser Ozonkonferenz von 1929 enthalten sind, lassen den Schluß zu, daß in 40 km Höhe die Temperatur der der erdbodennahen Schichten angenähert ist. Für noch größere Höhen (etwa 56 km) kommt Whipple sogar auf Temperaturen nahe 100° C, ein Wert, der theoretisch dem von mir geschätzten theoretischen Wert der Temperatur beim Zerfall des Ozons in großen Höhen (80° C) nahekommt. Derartige, theoretisch ermittelte Werte liegen aber sicherlich zu hoch, da eine ganze Reihe von Faktoren außer acht gelassen werden mußte, deren Größenordnung nicht geschätzt werden kann, die aber im Sinne einer Herabsetzung der Endtemperatur wirken.

Hiernach steht fest, daß die Ozonschicht in den Stellen des größten Ozonzerfalls Temperaturen von etwa + 30° C aufweisen kann. Der tatsächliche Wert muß aber durch Konvektion und Ausstrahlung bedeutend geringer werden, vor allem unter Berücksichtigung der ausgedehnten Schichten weit geringeren Ozongehaltes, sowie der Tatsache, daß nicht alles Ozon zerfällt, so daß weit tiefere Temperaturen wahrscheinlich sind.

[75]) Gowan, Proc. Royal Soc., A, 120, S. 655: 1928.

Die Temperatur der Gasschicht erhöht sich andererseits naturgemäß noch weiter durch die eingestrahlte und absorbierte Energie. Nach Rosseland ergibt sich, wenn I_0 die Intensität der Sonnenstrahlung einer bestimmten Wellenlänge, und x der Absorptionskoeffizient des Ozons für diese Welle für die durchgelassene Intensität

$$I = I_o \cdot e^{-\frac{D_x}{\sqrt{\frac{1 - \sin^2 \vartheta}{(1 + h)^2}}}}$$

worin D die Dicke des Ozonlagers, und h die Höhe[76]) desselben in Einheiten des Erdradius ist. Die Beobachtung der durchgelassenen Intensität für verschiedene ϑ gestattet, D und h zu ermitteln; allerdings dürften derartige Messungen mit den bisherigen Methoden schwerlich exakt durchzuführen sein.

Ebenso läßt sich die Steigerung der Temperatur durch Energieabsorption rechnerisch nur schwer ermitteln, da wir nicht mit reinen Gasen, sondern mit Gasgemischen völlig unbekannter Zusammensetzung, vermutlich sogar nach Ort und Zeit stark variierend, zu tun haben. Sicher ist jedoch, daß auch die Einstrahlung eine nicht unerhebliche Steigerung der Temperatur bewirken muß.

Daß somit die Ozonschicht als warmes Kissen auftreten muß, ist nach dem Gesagten und auch entsprechend den Forschungsergebnissen der verschiedensten Untersuchungsgebiete, als sicher anzunehmen, und erklärt damit auch die bisherige Unhörbarkeit von Meteor-Explosionen aus über 60 km Höhe. Bis in diese Höhen müssen wir Ozonanreicherungen vermuten. Die Grenze muß nach oben hin sogar eine ziemlich scharfe sein, selbst wenn wir Turbulenzstörungen infolge Wärmeausgleichs usw. annehmen, da diese in den oberen Schichten infolge der geringen Massen und der geringen Wärmedifferenzen nicht erheblich sein können.

Je größer die Wellenlängen des einfallenden Ultraviolett sind, desto weiter gelangen sie nach unten. Es ist hierbei zu beachten, daß die ozonbildenden kürzeren Wellenlängen (zwischen 1300 und 1850 Å) schon sehr bald absorbiert sind und den vorgefundenen O_2 zu O_3 umgebildet haben[77]).

[76]) Götz, „Zum Strahlungsklima des Spitzbergensommers", Gerl. Beiträge z. Geophysik, 31, S. 132; 1931, leitet den approximativen Wert für die Dicke der Ozonschicht lediglich aus den Endwellenlängen des durchgelassenen Ultraviolett der Sonnenstrahlung ab, da sich ergeben hat, daß die Endwellenlängen die Cornusche Beziehung, eine lineare Funktion des Logarithmus der Sonnenhöhe h, also des Logarithmus der durchlaufenen Schichtdicke zu sein, genügend erfüllen.

[77]) Bei der Intensitätsmessung aus dem Vergleich zweier verschieden langer Wellen ist daher auch der Einfallwinkel des Ultravioletlichtes in die Gashülle der Erde von wesentlichem Einfluß auf das Ergebnis.

Dieses frisch gebildete Ozon muß infolge seiner Schwere erst einmal absinken und wird dabei von den längeren Wellen zwischen 2300 und 3200 Å weiter durchstrahlt, die schließlich, wenn der ozonrückbildende Einfluß der genannten kurzen Wellen durch deren Absorption fehlt, alleine als destruktive Faktoren übrig bleiben und das Ozon zu O_2 und zu O-Atomen rückbilden, unter gleichzeitiger erheblicher Wärmeentwicklung.

Diese Wärmeentwicklung beschleunigt aber den Zerfall des Ozons weiter und führt dazu, daß in einiger Entfernung von der oberen Bildungsgrenze, die durch das Vorhandensein einer genügenden Zahl von spaltungsfähigen Sauerstoffmolekülen pro ccm gegeben ist, nur noch eine ganz geringe Menge Ozon anzutreffen sein muß, die nicht weit entfernt von dem Durchschnittsgehalt auch der Troposphäre an Ozon sein kann.

Es kommt hinzu, daß die gebildete untere ozonführende wärmere Schicht unter der Voraussetzung entsprechenden Temperaturverlaufs das Bestreben haben muß, aufzusteigen. Die aufsteigenden Mengen gelangen in kältere Schichten, die das O_3 stabiler werden lassen, und kommen zugleich wieder mehr in den Bereich der ozonbildenden, kurzwelligen Strahlen, bis zum Erreichen der oberen Grenzschicht, diese sogar wahrscheinlich etwas höher verlegend.

Aus dem Ganzen ergibt sich aber, daß wir nicht nur eine Ozonschicht großer Tiefe vorfinden müssen, mit stark wechselndem prozentualen Ozongehalt, sondern auch eine Schicht mit ausgeprägten Konvektionsströmungen und relativ scharfer Begrenzung nach oben und unten, wobei die obere Grenze wahrscheinlich schärfer ausgeprägt sein wird, trotz der Aufströme.

Es ergibt sich ferner, daß das Ozonlager in seiner durchschnittlichen Höhe und Ausdehnung nach Breite und Jahreszeit erheblichen Schwankungen unterworfen sein muß[78]).

Zwischen dem Ozon muß sich außerordentlich viel Sauerstoff finden, der nicht nur eine erhebliche Rolle bei der ständigen Umsetzung spielt, sondern auch anteilmäßig an der Absorption für die einzelnen Wellenlängen noch nicht festgelegt ist. Wir kennen lediglich in großen Umrissen den Verlauf der Absorption der einzelnen Wellenlängen in O_3 und O_2.

Bisher ist keineswegs der Einfluß der Konzentration, der Beimischung fremder Gase, und auch nicht der Temperatur auf die einzelnen Absorptionsbanden bestimmt: in einzelnen Fällen erwies er sich als schwach und kann einstweilen, bis unsere Erkenntnis weiter fortgeschritten ist, vernachlässigt werden, solange die Absorptions-

[78]) Eine Bestätigung hierfür scheinen die Messungen von Götz in Spitzbergen zu bringen, die soeben (Gerl. Beitr. z. Geophys. 31, S. 141; 1931) mitgeteilt werden, wonach der Schwerpunkt der Schichten wechselt, und unter Umständen, besonders im Winter, bis auf rund 20 km herunter gehen kann.

erscheinungen am Ozon besonders stark ausgeprägt sind und die einzelnen Faktoren für unsere Bewertung noch in sich einen erheblichen Grad der Ungenauigkeit aufweisen. Beispielsweise ist bisher der Einfluß der, wie eingangs gezeigt wurde, dem Ozon beigemischten Stickstoffoxyde, die gleichfalls starke Absorptionslinien im Ultraviolett (und Ultrarot) aufweisen, noch nicht geklärt.

Aus dem Vorangegangenen wissen wir, daß das Bestehen des Ozonlagers ein Produkt photochemischer bzw. strahlungsenergetischer, thermischer und rein chemischer Kräfte sein muß, die einen Gleichgewichtszustand für das Ozon ergeben, dessen Größe zeitlichen Schwankungen unterworfen ist. Das eingangs erwähnte Gleichgewicht zwischen der wirksamen Intensität der Strahlung < 2000 Å (ozonbildend) und < 3000 Å (ozonzerstörend) ist also nicht allein maßgebend: es ist eine komplizierte Funktion vieler maßgebender Faktoren.

Wir kennen noch nicht mit Sicherheit den Gehalt an Wasserstoff in den höheren Schichten der Atmosphäre. Das wäre aber sehr wertvoll zu wissen, denn im Einfluß der Strahlen bestimmter Wellenlängen, die vielleicht nicht einmal alle im Ultravioletteil des Sonnenspektrums liegen, zersetzen sich Wasserstoffperoxyd (H_2O_2) und Ozon gegenseitig, und zwar zu Wasser und Sauerstoff. Wasser wirkt aber, wie wir wissen, auf Ozon weiter destruktiv. Wasserstoffperoxyd bildet sich bekanntlich in der Atmosphäre sehr leicht aus 3 Vol Sauerstoff und 97 Vol Wasserstoff nach der Formel H — O — O — H (die Bindungsmöglichkeiten des Sauerstoffs sind nicht voll ausgenutzt).

Es ist nun sehr bedeutsam, daß sich diese Volumverhältnisse in etwa 60 bis 70 km Höhe vorfinden, vielleicht noch etwas höher, wobei aber kein Anlaß vorliegt, daß nicht auch in tieferen, sauerstoffreicheren Schichten die Bildung von Wasserstoffperoxyd, die ich für die hohen Schichten annehme, in erhöhtem Maße vor sich geht. Die relativ tiefen Temperaturen sind wohl nur von Einfluß auf den Grad des Bildungstempos, abgesehen davon, daß sich wenige Kilometer tiefer auch wärmemäßig günstige Verhältnisse vorfinden müssen.

F. Weigert hatte schon früher beobachtet, daß Wasserstoff im Dunkeln nicht umgebildet wird, wohl aber durch bestimmte aktinische Strahlen, die im Sonnenspektrum vorkommen.

Die starke Sonneneinstrahlung muß hiernach also meiner Auffassung nach zu einer erheblichen Bildung von Wasserstoffperoxyd (H_2O_2) in den oberen Schichten der Atmosphäre führen, das seinerseits wieder das Ozon zersetzt.

Wir können hierin den Schlüssel zur Erklärung der Tatsache sehen, daß Ozon sich in den höheren Breiten und besonders an den Polen in größeren Mengen zu halten vermag, da dort infolge der geringer werdenden Sonneneinstrahlung nur wenig destruktives Wasserstoffperoxyd gebildet werden kann, und daß das Ozon je näher

dem Äquator mit seinen starken Sonneneinstrahlungen und dem hohen Feuchtigkeitsgehalt in den tieferen Schichten nicht nur gleichmäßiger in seiner Schichtdicke, sondern auch geringer an Menge erscheint.

Es kann daher mit gewisser Berechtigung der Schluß abgeleitet werden, daß starke Ultravioletteinstrahlung zwar in gewissem Maße ozonbildend wirkt, aber in ihren chemischen und rein thermischen Auswirkungen mit der Dauer und Intensität der Einstrahlung eher destruktiv auf O_3 einwirken muß. Aus dem Produkt aus Dauer der Einstrahlung (T) und Intensität (J) läßt sich ein Wirkungsfaktor (δ) bilden, dessen maximaler Wert der größten Zerstörung von Ozon entspricht.

Infolge des starken Einflusses der Intensität der Einstrahlung läßt sich deutlich erkennen, daß trotz der zuweilen längeren Dauer der Einstrahlung in den höheren Breiten δ_{max} sich am Äquator finden muß, und zwar zu allen Jahreszeiten, so daß wir dort in der Tat ein minimales und fast gleichbleibendes Ozonlager finden werden, in Übereinstimmung mit den Beobachtungen.

Den Intensitätsbestimmungen, wie sie z. B. in der Formel von Rosseland angedeutet sind, wird daher erhöhte Bedeutung zukommen. Es ist dabei noch eine erhebliche Arbeit zu leisten, da gerade bei den Intensitätsbestimmungen die Mischungsverhältnisse der Gase, ihre Temperatur und Konzentration eine erhebliche Rolle spielen müssen. Voraussetzung ist die einwandfreie Durchführung der Intensitätsmessungen, die bis jetzt noch, wie erwähnt, auf Schwierigkeiten stößt.

Unter der Annahme, daß das Sonnenspektrum außerhalb der Atmosphäre, die wir in Betracht ziehen, also über der Ozonschicht, der Strahlung eines schwarzen Körpers von 6000° C entspricht, und die korrigierte Solarkonstante den Wert von 2 cal pro cm² und min besitzt, absorbiert das Ozonlager im Ganzen genommen, also einschließlich der nicht durch das Ozon allein bedingten Absorption, etwa 0,06 cal[79]).

Da die Änderung der äquivalenten Ozonschicht nach den Messungen Dobsons und seiner Mitarbeiter rund 30% beträgt, so kann die Totaländerung in der durchgelassenen Energie auch nur rund 0,02 cal, d. h. rund 1% der Solarkonstante, betragen.

Ångström[80]) hat nun versucht, die rückläufige Erdemission zu dieser Absorption der einfallenden Strahlung im Ozonlager in Beziehung zu setzen. Es wurde gefunden, daß 20% der nächtlichen Erdemission, die infolge der wenig erhöhten Temperatur langwellig

[79]) Cabannes, „Le bleu du ciel et la transparence del'at mosphère“ (l'Astronomie, 39, S. 457: 1925) schätzt, daß das Ozonlager etwa 4% der zenithalen Sonneneinstrahlung absorbiert.

[80]) Ångström, Gerl. Beitr. z. Geophys., Bd. XXI, S. 149.

ist, im Ozonlager absorbiert werden, und er hat daraus gefolgert, daß Änderungen der Äquivalentdicke der Ozonschicht an der prozentualen Änderung der Absorptionswerte der rückläufigen Erdemission erkennbar sein müßten, daß also eine Koinzidenz im Gang der beiden Erscheinungen nachgewiesen werden könne. Entsprechend dem Verlauf der Ausstrahlung würde die äquivalente Ozonschicht im ersten Teil der Nacht zunehmen, um sich mit Sonnenaufgang ziemlich plötzlich zu vermindern.

Da nun allerdings die rückläufige Absorption mit der Absorption der einkommenden Strahlung durchaus nicht identisch zu sein braucht, kann die Notwendigkeit eines so eindeutigen und einfachen linearen Zusammenhangs nicht recht eingesehen werden. Ein großer Teil der durchgelassenen, einfallenden Strahlung wird von der Erdoberfläche und der aufliegenden Luftschicht in langwellige dunkle Wärmestrahlung umgewandelt, für welche beim Durchgang durch die unteren wasserdampfhaltigen Schichten und oberen Luft- bzw. Ozonschichten ganz andere Absorptionskoeffizienten in Frage kommen, als für die ursprüngliche, kurzwellige Ultraviolett- bzw. Lichtstrahlung. Bei Wolkenbedeckung verschärfen sich die Unterschiede noch wesentlich, nur daß die Absorptions- und Reflektionsflächen anderer Natur sind und andere Höhenlagen einnehmen, so daß die neu entstandenen Verhältnisse bei der Bewertung des Quotienten aus einkommender und rückläufiger Strahlung entsprechend berücksichtigt werden müssen.

Das Rückstrahlungsspektrum hat unter der Annahme, daß die Strahlungsgesetze des schwarzen Körpers anwendbar sind, ein Intensitätsmaximum bei etwa 10 μ. Wie wir früher gesehen haben, liegt bei 10 μ (zwischen 9 μ und 10 μ) eine der Absorptionsbanden des Ozon im Infrarot. An dieser Stelle ist nun aber andererseits die Absorption des Sauerstoffs, des Stickstoffs und vor allen Dingen des Wasserdampfes wenig ausgeprägt.

Falls daher die Vermutung zutrifft, daß die Erde gerade in diesem Wellengebiet stark ausstrahlt, so müßte das Ozonlager (auch der unteren Schichten) als starker Wärmeakkumulator wirken und die Rückstrahlung der Energie in den Weltenraum, die sonst vor sich gehen würde, erheblich vermindern, d. h. die Schwankungen der Temperaturkurve an der Erdoberfläche erheblich herabsetzen.

Im Ozon hätten wir dann einen der wesentlichsten Faktoren für die Bewohnbarkeit der Erde gefunden.

Die gefundene Rückwirkung der Dickenänderung der äquivalenten Ozonschicht von nur rund 0,005 cal auf die Emission der Erde ist daher durchaus wahrscheinlich. Die oben gezeigte mannigfache Verquickung der Vorgänge in der Ozonschicht nicht nur mit strahlungstheoretischen sondern auch rein chemischen Problemen läßt erkennen, daß sicherlich eine Beziehung der Erdemission zur Dichte des Ozonlagers in größerem Maße besteht, als sich aus der rechnerisch ermittelten

effektiven Kalorienzahl ergibt, daß aber ein zeitliches Nachhinken bestehen muß, welches infolge anderweiter überlagernder Einflüsse dritten Ursprungs nicht immer nachweisbar sein wird.

Erschwerend ist hierbei, daß wir nicht einmal über die Vergleichbarkeit der vorliegenden Beobachtungswerte mit den uns bereits bekannten Werten genaueres aussagen können.

Die bisherigen Vergleichsmessungen für die Absorptionskoeffizienten entstammten Laboratoriumsmessungen an Ozon-Sauerstoffgemischen unter normalem Atmosphärendruck, wobei entsprechend einem Ozongehalt, der zwischen etwa 1 und 20% variierte, Partialdrucke von 1 mm bis etwa 200 mm Hg in Betracht kommen, und mit Schichtdicken von nur 10 bis 20 mm bei Zimmertemperatur gearbeitet wurde.

In der Atmosphäre in Höhe des Schwerpunkts der Ozonschicht (etwa 50 km) haben wir mit Partialdrucken des Ozons von rund $\frac{1}{1000}$ mm Hg (bei 1 mm Gesamtdruck) zu rechnen. Vor allem aber mit Temperaturen um —50° C herum.

Wenn sich auch gezeigt hat, daß nicht Wasserdampf, sondern nur Wassernebel die Absorption beeinflussen, so müssen wir nach den soeben entwickelten Gedankengängen doch damit rechnen, daß sich Wasser bildet, welches sich nicht in allen Höhenschichten und nicht unter allen Verhältnissen dampfförmig erhält.

Wir wissen bisher noch nicht, wie sich unter allen diesen Bedingungen die Banden- und Linienspektren verhalten, und ob sie unverändert bleiben; insbesondere ist noch festzustellen, ob und in welcher Weise sich die Absorptionskoeffizienten für die einzelnen Wellenlängen ändern, wenn sich Druck, Schichtdicke und Temperatur ändern, insbesondere auch für Gasgemische, wie sie oben in der Atmosphäre vorkommen, und welchen Einfluß in allen Fällen die Anwesenheit von Feuchtigkeit, insbesondere auch von Wassernebeln oder sonstigen Kondensationsprodukten um Kerne herum hat. Es ist anzunehmen, daß die Schwingungsverhältnisse, und damit die Absorption, z. T. sehr stark durch Änderung der genannten Faktoren beeinflußt werden. Besonders die Druckabhängigkeit des Absorptionskoeffizienten ist noch genau festzustellen. Ohne daß hier klare Verhältnisse geschaffen sind, müssen alle Annahmen mehr oder weniger spekulativen Charakter behalten. Bei der Bewertung der Meßergebnisse werden wir daher sehr scharf zwischen echter und unechter Absorption unterscheiden, oder zwischen wahrer und vorgetäuschter.

Nach obigem könnte aber eine Absorption in den feuchten, dunstigen Breiten sehr wohl durch die am Wassernebel (Suspensionen) erfolgende diffuse Zerstreuung des ultravioletten Lichts optisch vorgetäuscht werden, gesteigert durch Trübungen auf Grund rein me-

chanischer Strömungsvorgänge (Schlierenbildung) in der unteren Dunstatmosphäre der wärmeren Zonen.

Neben der wahren Absorption müssen wir auch die Fehlermöglichkeiten durch scheinbare (vorgetäuschte) Absorption im Auge behalten, die außerordentlich groß sind. Die scheinbare Absorption ist in Wahrheit eine Diffusion, wobei sich unterscheiden lassen:

1. Diffusion durch Molekulardiffusion am reinen Gas,
2. Diffusion infolge von Dichtesprüngen (auch Schlierenbildungen),
3. Diffusion durch schwebende Teilchen (Kondensationskerne),
4. Diffusion durch Nebeltröpfchen (Wasserkondensation).

Erklärt sich daher die Konstanz der Ozonschicht und ihre relative Geringfügigkeit in den Äquatorialgebieten aus dem Überwiegen der Ozondestruktionskomponente, so darf nicht übersehen werden, daß einen Anteil daran die Nichteliminierung der Einflüsse, die wir kurz als Dunsteinflüsse bezeichnen können, haben mag. Es ist daher anzunehmen, daß Messungen, die am Äquator dicht unter dem Ozonlager, also in der Stratosphäre, ausgeführt werden würden, höhere Werte ergeben können.

Daß die Dunsteinflüsse bei den Messungen eine Rolle spielen, scheint außer Zweifel zu stehen; auffällig ist allein schon, daß die Schwankungen im Ozongehalt parallel gehen mit den Schwankungen der allgemeinen Absorption ultravioletten Lichts. Insbesondere sind, worauf früher schon hingewiesen wurde, die allgemeinen Daten, nämlich hoher Ozongehalt im Frühling, geringer im Herbst, hoher Ozongehalt in polarer Luft, geringer in tropischer Luft, hoher Ozongehalt an der Rückseite einer Zyklone, geringer an deren Vorderseite so völlig gleichlaufend mit den gleichen Beziehungen für die Transparenz der atmosphärischen Luft, daß sie uns sofort in die Augen fallen und wir an dem offenbaren Zusammenhang der Verhältnisse oder der Meßergebnisse nicht vorübergehen können, worauf auch früher schon von anderer Seite verschiedentlich hingewiesen wurde.

Messungen von Fabry und Buisson ergaben folgende Werte bei gleichem zenithalen Abstand z der Sonne:

sec z		Intensität							
vorm	nachm	2956		2963		2997		3052 ÅE	
1.526		0.47		0.88		2.56		4.04	
	1.573		0.51		0.85		2 62		4.08
1.440		0.78		1.15		2.76		4.15	
	1.435		0.91		1.31		2.89		4.24
1.367		1.03		1.43		2.91		4.24	
	1.367		1.17		1.48		3.04		4.33
1.295		1.33		1.63		3.13		4.39	
	1.295		1.37		1.80		3.16		4.42

Die Einheit der Intensität ist hierbei willkürlich gewählt. Die wiedergegebenen Zahlen lassen erkennen, daß die Intensität der durchgelassenen Strahlung am Nachmittag anscheinend größer ist; das Verhältnis der einzelnen Werte zueinander schwankt aber im Laufe des Tages ziemlich beträchtlich (zwischen etwa 1,02 und 1,18) für die einzelnen Wellenlängen, woraus entweder auf Ungenauigkeiten der Messung oder Auftreten fremder, wechselnder Einflüsse zu schließen ist. Wäre allein die Beeinflussung durch Dunst am Nachmittag erheblich, so müßte die Nachmittagsintensität geringer sein. Es ist aber nach diesen Messungen eher das Gegenteil der Fall.

Bei Messungen in Marseille im Juni 1920 führten Fabry und Buisson für $\lambda = 3143$ Å die Absorption*) wie folgt zurück:

*) ($\log \frac{I_0}{I}$ für zenithale Sonne)

auf Ozon	0,23
auf Molekulardiffusion	0,36
auf Wasserdampf	0,25
insgesamt . .	0,84

Ozon allein ließe 60%, die Molekulardiffusion allein 44%, der Wasserdampf allein etwa 57% der Strahlung durch, alles für $\lambda = 3143$ Å.

Die Werte für die Molekulardiffusion und den Einfluß des Wasserdampfes wurden hierbei schätzungsweise aus dem Verlauf der Unregelmäßigkeiten der Intensitätskurven an den einzelnen Tagen ermittelt.

Nach den kleinen Wellen hin nimmt der Wert der Molekulardiffusion nur wenig zu, sehr stark dagegen der Wert für Ozon. Bei $\lambda = 2898$ Å und einer Ozonschicht von 3,25 mm läßt Ozon nur noch den $\frac{1}{500\,000}$ Teil einer im Zenith einfallenden Strahlung durch.

Es ist daher für die Beurteilung der Tagesschwankungen sehr wesentlich, festzustellen, ob die verschiedenen Diffusionseinflüsse in der Tat für alle in Betracht kommenden Wellenlängen nur sehr wenig sich ändern, und daher allein das Ozon mit seinem ungewöhnlichen Absorptionskoeffizienten für die täglichen Schwankungen verantwortlich ist, oder ob z. B. vorgetäuschte Absorption infolge von Dichtesprüngen (Schlierenbildung) für die grade bei der Anwesenheit eines so schweren Stoffes wie Ozon in der umgebenden leichten Atmosphäre eine nicht von der Hand zu weisende Möglichkeit besteht, die Ursache ist. Falls ein zweiter Faktor für eine erhebliche — wahre oder vorgetäuschte — Absorption in Frage kommt, so spricht die Wahrscheinlichkeit in erster Linie für eine Absorption infolge erheblicher Dichtesprünge, was andererseits wiederum auf Turbulenz innerhalb der Ozonschicht oder erhebliche Umschichtungen innerhalb bestimmter Zeitabschnitte schließen ließe.

Die bisher gemachten Beobachtungen über Tagesschwankungen ergeben z. T. gegensätzliche Werte, die nicht zuletzt auf Ungenauig-

keiten der Meßanordnungen zurückzuführen sind. Die Tagesschwankungen sind in den meisten Fällen naturgemäß äußerst gering, und daher nur mit sehr genauen Meßmethoden exakt zu erfassen.

Chalonge[82]) hatte durch Vergleich an Mondmessungen (bis 3050 Å) gefunden, daß, wenn überhaupt sich Änderungen am Ozongehalt der Ozonschicht während der Nacht zeigen, diese jedenfalls in unseren Breiten so gering sind, daß sie bisher nicht mit Sicherheit erfaßt werden können. Dabei zeigten im übrigen die von Chalonge (l. c.) gewonnenen Meßwerte eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit den Werten von Dobson, die von diesem gleichzeitig, aber nach anderer Methode erzielt, wurden[83]).

Erkennbare Unterschiede werden sich wohl erst in den langen Polarnächten zeigen können, und es wäre von größtem Wert dort laufend exakte Messungen auszuführen.

Durch Vergleich der Meßergebnisse, die unter Berücksichtigung der Sonnenhöhe erhalten sind, mit analogen Messungen, die den Mond als Lichtquelle benutzen, müßte im übrigen, bei genügend feinen Beobachtungsmethoden, ein Unterschied erkennbar sein, da dem Mond nicht die gleiche Wirkung wie der Sonne zugeschrieben werden kann.

Bisher ergab sich kein erkennbarer Unterschied. Die Ozonmenge ist nachts die gleiche wie am Tage; wo Änderungen gefunden wurden, schlossen sie sich an den Tagesverlauf der dort beobachteten Änderungen folgerichtig an.

Soweit versucht worden ist, Beziehungen zwischen der Ozonmenge und dem Verlauf des Erdmagnetismus festzustellen, haben sich ebenfalls keine Zusammenhänge erkennen lassen (Maurain), wie es auch zu erwarten ist.

Schwach erkennbare Beziehungen zwischen der Intensität der Ultrastrahlung und dem Erdmagnetismus wurden in jüngster Zeit, wie weiter vorn ausgeführt ist, von Corlin nachgewiesen. Die weitere Beziehung zum Ozongehalt fehlt also noch[84]).

Auch eine Beziehung zwischen der Ozonmenge und der Temperatur der Luft am Erdboden ließ sich für die Tageswerte nicht ermitteln (Dufay); für die Jahresmittel besteht ein Zusammenhang, wie die oben gezeigten Kurven ergeben, jedoch ist der Zusammenhang kein direkter, wie sich sofort aus der Übereinstimmung zwar des Verhältnisses der Temperaturen der Troposphäre in den Polargegenden zu

[82]) Chalonge, „Etude de la couche d'ozone de la haute atmosphère pendant la nuit" Compt. Rend. Acad. Sc. 186, S. 446 u. S. 1856; 1928.

[83]) Chalonge und Götz, „Mesures diurnes et nocturnes de la quantité d'ozone contenue dans la haute atmosphère" Compt. Rend, Acad. Sc., 189, S. 704; 1929.

[84]) Nach einer Bemerkung von Götz (Gerl. Beitr. z. Geophys. 31, S. 135, 1931) zeigt auch eine von Prof. Krogness zur Verfügung gestellte Kurve der magnetischen Störungen (H-Kurve) des Nordlichtobservatoriums zu Tromsö keinen Zusammenhang mit dem Ozonverlauf.

denen der äquatorialen Breiten und der äquivalenten Schichtdicken der Ozonlager, aber des gegensätzlichen Verlaufs der Temperaturen der Stratosphäre, in denen sich das Ozonlager befindet, ergibt.

Die Zusammenhänge sind hier also eher auf die erwähnten Dunsteinflüsse (Suspensionen) zurückzuführen.

Schwankungen, die auf den Einfluß der Suspensionen usw. (Dunsteinflüsse) zurückzuführen sind, müßten sich dadurch erkennen lassen, daß die Absorption, bzw. Diffusion für die beiden benutzten Vergleichswellenlängen sich in verschiedener Weise erkennbar ändert, so daß das Intensitätsverhältnis der beiden Wellenlängen sich auf die verschiedenen Einflüsse hin definieren ließe. Buisson hat allerdings früher beobachtet, daß die selektive Absorption der Wellen 3100 Å und 2930 Å sich an verschiedenen Tagen direkt umkehrt.

Aus Messungen der Intensitäten für die verschiedenen Wellenlängen fanden Fabry und Buisson, daß z. B. an zwei verschiedenen Tagen für $\lambda = 3143$ Å die Intensitäten fast die gleichen waren, während sie für $\lambda = 2922$ Å sich um fast das Dreifache unterschieden, bei annähernd gleicher Zenithdistanz.

Sehr häufig scheinen die nahezu entgegengesetzt auftretenden Absorptionsvermögen von 0_3 und 0_2 die Ursache für die oben erwähnten beobachteten Inversionen der Absorptionen für die einzelnen Wellenlängen zu sein, was auf Umkehrung der Bildungsbedingungen für 0_3 und 0_2 schließen ließe, also auf starke Einbrüche in die stabile Lagerung der Ozonschichten. Solche Einbrüche könnten sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung vor sich gehen, bzw. sich überdecken.

Eine Änderung in der selektiven Absorption für den täglichen Gang wird daher wohl vorwiegend auf wahrer Absorption beruhen, wobei die Fragen des Grades der Beeinflussung durch Dunst, molekulare Diffusion und vor allen Dingen der Turbulenzerscheinungen (schnelle, plötzliche Änderungen) noch zu klären sind, ebenso die Feststellung des Intensitätsgrades der einfallenden Strahlung außerhalb der Atmosphäre zu den verschiedenen Jahreszeiten.

Hoelper[85]) hat den Absorptionskoeffizienten der Strahlung berechnet und gefunden, daß letztere im täglichen Gang nicht der Gesamtabsorption folgt, sondern der Absorption des Dunstes. Daraus würden sich u. a. örtliche Verschiedenheiten der Meßergebnisse, wie sie beobachtet wurden, erklären, umsomehr, als die Schwächung dem Quadrat der Wellenlänge umgekehrt proportional ist, also mit kleinerer Wellenlänge sehr schnell zunimmt.

Die Annahme, daß die Dunsteinflüsse nicht zu vernachlässigen sind, ist also offenbar nicht ganz unberechtigt.

[85]) O. Hoelper (Aachen), Berichte des strahl.-klimat. Stationsnetzes im Nordseegebiet, 2, 1929.

Soweit Dunsteinflüsse anzuerkennen sind, superponieren sie sich und müssen dementsprechend abgezogen werden, um den wahren Wert zu erhalten. Selbst wenn die Kurven sich also um einige zehntel Millimeter für die äquivalente Ozonschichtdicke verschieben sollten, bleibt doch ihr grundsätzlicher Verlauf erhalten und wir können als Ergebnis feststellen, daß aus den verschiedenen genannten Gründen, nämlich stärkerer Einfall von Ultrastrahlung in den Polargebieten, größere Trockenheit der Atmosphäre, und Fortfall der destruktiven Ultravioletteinstrahlung, die mit dem gebildeten Wasserstoffperoxyd ($H_2 O_2$) zusammen dieses und das Ozon gegenseitig zu Wasser und Sauerstoff zersetzt, in den Pol gebieten mit einer Ozonanhäufung in den höheren Schichten zu rechnen ist.

Im Vorangehenden habe ich einen Versuch gemacht, die Entstehung des Ozons in der Atmosphäre, die Ergebnisse der bisherigen Messungen und Beobachtungen am atmosphärischen Ozon, sowie seine Bedeutung für die meteorologischen Erscheinungen und den Wärmehaushalt unserer Erde darzustellen.

Mit dem Beginn der Erforschung des atmosphärischen Ozons hat sich ungeahntes Neuland erschlossen, und viele Hoffnungen, die sich an die fortschreitende Kenntnis geknüpft haben, werden vielleicht nicht in Erfüllung gehen. Dafür läßt sich aber schon jetzt sagen, daß sich unsere Kenntnis der höheren Schichten der Atmosphäre durch diese Forschungen ganz bedeutend erweitert hat und sicherlich noch erheblich erweitert wird.

Es ist mir eine ganz besondere Genugtuung und Freude, Herrn Geheimrat Hergesell, der mir die Anregung gab, mich mit diesen Fragen zu befassen, nicht nur hierfür, sondern auch für sein ständiges förderndes Interesse und die Bereitstellung aller Hilfsmittel des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg zu danken.

Desgleichen bin ich Herrn Dr. Duckert vom Observatorium Lindenberg zu großem Dank verpflichtet.

Inhalt

I. Einleitung 1

Die Erforschung der höheren Schichten der Atmosphäre
Übersicht über die geschichtliche Entwicklung der atmosphärischen Ozonforschung

II. Die Entstehung des Ozons 14

1. Ozonerzeugung durch ultraviolette Strahlung
Höhenstrahlung
2. Ozonerzeugung durch elektrische Entladungen
3. Ozonerzeugung durch pflanzenchemische Vorgänge

III. Kritische Bewertung der Ergebnisse der Ozonforschung 38

Lebenslauf.

Am 5. Dezember 1890 wurde ich, Bruno Thieme, zu Berlin geboren. Nach Ablegung des Abiturientenexamens bezog ich die Technische Hochschule in Berlin-Charlottenburg, um Physik, Elektrotechnik und Chemie zu studieren. Vom zweiten Semester an war ich als wiss. Assistent bei Geheimrat Prof. Dr. Grunmach tätig und veröffentlichte u. a. einige Abhandlungen über Kapillarwellen. Während und nach dem Hochschulstudium studierte ich an der Universität in Berlin Physik und Meteorologie, sowie Staatswissenschaften und Volkswirtschaftslehre. 1915 war ich als wiss. Assistent am Physikalischen Institut der Technischen Hochschule in Karlsruhe bei Geheimen Hofrat Prof. Dr. O. Lehmann tätig, leitete das Physikalische Seminar und hielt Vorlesungen aus dem Gebiet der Experimentalphysik. Ich verfaßte das Buch „Temperatur-Meßmethoden", sowie einige weitere Bücher über Fragen der Physik und Elektrizitätslehre, und veröffentlichte eine Anzahl von Abhandlungen aus den gleichen Gebieten, sowie dem der physikalischen Chemie.